



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

Estudio y modelación del movimiento del agua en suelos volcánicos de ladera

Tesis Doctoral

Edgar Hincapié Gómez

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Ciencias Agropecuarias
Escuela de Posgrados
Palmira, Colombia

2011

Estudio y modelación del movimiento del agua en suelos volcánicos de ladera

Edgar Hincapié Gómez

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:

Doctor en Ciencias Agropecuarias

Director

Conrado Tobón Marín, Ph.D.

Asesores

Juan Carlos Menjivar Flores, Ph.D.

Juan Rodrigo Sans Uribe, Ph.D.

Álvaro Jaramillo Roblado, M.Sc.

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ciencias Agropecuarias

Escuela de Posgrados

Palmira, Colombia

2011



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA
SEDE PALMIRA

FACULTAD DE CIENCIAS AGROPECUARIAS

ACTA DE JURADO DE TESIS

DOCTORADO EN CIENCIAS AGROPECUARIAS
LINEA DE INVESTIGACIÓN MANEJO DE SUELOS Y AGUAS

En Palmira al 01 del mes de Diciembre de 2011, se reunió en esta Sede el Jurado Calificador de Tesis, integrado por los doctores NELSON OBREGÓN NEIRA, FRANCO HUMBERTO OBANDO MONCAYO y FERNANDO MUÑOZ ARBOLEDA

Para calificar la Tesis de Grado de:

EDGAR HINCAPIE GOMEZ

Titulada:

“ESTUDIO Y MODELACIÓN DEL MOVIMIENTO DEL AGUA EN SUELOS VOLCANICOS DE LADERA” bajo la dirección de Conrado Tobón Marín, Ph.D.

Después de oír el informe del jurado evaluador compuesto por los investigadores NELSON OBREGÓN NEIRA, FRANCO HUMBERTO OBANDO MONCAYO y FERNANDO MUÑOZ ARBOLEDA, y de haber cumplido con el proceso de evaluación, la tesis fue calificada como:

APROBADA

REPROBADA


NELSON OBREGÓN N.


FRANCO H. OBANDO M.


FERNANDO MUÑOZ ARBOLEDA

*A mi familia
especialmente a mis padres
Fernando y Ana Jael
A mi esposa
Luz Adriana
a mis hijos
Valentina y Santiago*

Agradecimientos

En Colombia existe una de las redes sociales con mayor diversidad de culturas y rasgos, que habitan desde el sur hasta la punta norte a lo largo de los tres cordilleras y que orgullosamente conforman la gran familia de los cafeteros colombianos, que desde 1927 se unieron en una organización, la Federación Nacional de Cafeteros de Colombia, que los representa nacional e internacionalmente y que vela por su bienestar y el mejoramiento de su calidad de vida. A esta gran familia expreso mis sinceros agradecimientos.

De manera especial quiero agradecer al Dr. Conrado Tobón Marín, por la dirección de esta investigación, por sus contribuciones, su interés, entusiasmo, confianza y apoyo permanentes.

Al Centro Nacional de Investigaciones de Café “Cenicafé” mi segundo hogar.

A la Universidad Nacional de Colombia sede Palmira, a la Facultad de Ciencias Agropecuarias y en especial a los funcionarios(as) de la escuela de Posgrados.

A Juan Carlos Menjivar Flores, Ph.D. Por su orientación y apoyo durante mi proceso de formación.

A Julián Andrés García, I.Q. M.Sc. gracias a sus contribuciones para la selección del camino adecuado y la elaboración del modelo matemático.

A Wilmar Osorio, I. Q. M.Sc. por su apoyo y orientación.

A Álvaro Jaramillo Roblado, M.Sc. por su orientación, asesoría, apoyo y sus palabras de aliento.

A Luis Fernando Salazar G. I.A., Esp. M.Sc. quien ha sido mi amigo, compañero y consejero en este largo camino.

A Siavosh Sadeghiam K., Ph.D. por su orientación, confianza y apoyo para el logro de mis objetivos.

A Héctor Alberto Chica, M.Sc. por sus orientaciones.

A Daniel Geissert K. Ph.D. y su grupo de trabajo del Instituto de Ecología de Xalapa -México, por su apoyo y enseñanzas durante mi pasantía en esta institución.

Al Sr. Fernando Franco A. y a los funcionarios de Multilab por su colaboración.

Al Sr. Arturo Gómez Valencia por gran su contribución en las campañas de campo, por apoyarme en las labores que necesitaron del mayor esfuerzo, físico, por sus consejos oportunos.

A los funcionarios de la Estación Central Naranjal en especial a Mario, Luis Ángel y a todas las personas que allí me colaboraron.

Al Comité de Cafeteros del Quindío y en especial al Sr. Jair Vélez (q.e.p.d) por su oportuna colaboración.

A Alberto Sepúlveda Giraldo, I. E., al Sr. José Gonzalo Hoyos S. y a todas aquellas personas que de una u otra manera colaboraron en la realización de esta investigación.

La facultad y los jurados de tesis
no se harán responsables de las ideas
emitidas por el autor.

Articulo 24, resolución 04 de 1974

Resumen

Los suelos derivados de cenizas volcánicas cubren cerca del 0,84% de la superficie terrestre equivalente a 124 millones de hectáreas, en Colombia ocupan cerca del 11,6% del territorio nacional y en la zona cafetera colombiana, se estima que cerca de 350.000ha de suelos cultivados con café corresponden a *Andisoles*. Estos suelos se caracterizan por presentar propiedades hidrofísicas, químicas y biológicas favorables para el crecimiento y desarrollo de las plantas, lo cual hace que sean considerados de especial interés tanto en el componente ambiental como en el agrícola. Propiedades hidrofísicas de los *Andisoles*, como su alta retención de humedad, alta conductividad hidráulica en condiciones de saturación y baja no saturación, alta porosidad y baja densidad aparente, determinan patrones hidrológicos únicos en estos suelos, tales como los flujos de agua.

Debido a que el flujo del agua en el suelo presenta cierta complejidad y dificultad para su medición, y a la escasa información existente para los suelos de ladera de la zona cafetera colombiana, relacionada con las propiedades hidráulicas del suelo que determinan dichos flujos, se llevó a cabo un estudio detallado de las propiedades físicas e hidráulicas del suelo y se desarrolló y utilizó un modelo matemático para la simulación del flujo del agua en el suelo bajo condiciones de ladera.

El primer paso en la investigación consistió en la caracterización física e hidrológica de dos *Andisoles* en condiciones de ladera. Propiedades del suelo como la distribución de partículas por tamaño, densidad aparente y real, porosidad, conductividad hidráulica saturada, retención de humedad a diferentes tensiones y contenido de materia orgánica se determinaron en cada

uno de los horizontes diagnóstico de 6 perfiles de suelo. Los resultados encontrados de las propiedades físicas e hidráulicas, están de acuerdo con los valores promedios reportados para *Andisoles* y permitieron confirmar que dichos suelos tienen propiedades únicas que los hacen diferentes a los demás suelos.

Paralelamente, a la caracterización física e hidrológica, se evaluó la dinámica de la humedad volumétrica y del potencial matricial en 6 perfiles de suelo, a lo largo de un periodo de humedecimiento y secado, mediante el método del perfil instantáneo. El capítulo 3 presenta un análisis detallado de esta dinámica así como la relación entre la humedad volumétrica y la tensión o curvas de retención de humedad. En general, la humedad volumétrica se redujo drásticamente durante la primera etapa del drenaje (0 – 24 horas); posteriormente, siguió un drenaje lento en el cual los cambios en la humedad volumétrica a través del tiempo fueron mínimos, esta condición se alcanzó alrededor del día 70; posiblemente la reducción lenta de la humedad, está relacionada con la alta capacidad de retención de humedad del suelo, propia de los *Andisoles* y con la presencia de un horizonte B_W (a una profundidad entre 80 y 120cm) que permanece a una humedad cercana a saturación durante todo el tiempo de drenaje.

En una segunda fase, se desarrolló un modelo matemático basado en la ecuación de Richards, con el fin de estimar los flujos del agua en el perfil del suelo en condiciones de suelos de ladera. Para resolver dicha ecuación se empleó una aproximación analítica, combinada con el método numérica de las diferencia finitas, para aplicar el método de solución el perfil del suelo se discretizó en una serie de nodos y se definieron e implementaron las funciones paramétricas para las relaciones de retención de humedad $\theta(h)$ y de conductividad hidráulica $K(h)$, se implementó la ecuación de Fredlund y Xing para la función $\theta(h)$ y la ecuación de Gardner para la función $K(h)$, La solución del modelo de Richards para condiciones de suelos de ladera, consistió en la optimización de los parámetros de

las funciones de retención de humedad y de conductividad hidráulica no saturada, posteriormente con esta información se estimaron las funciones hidráulicas y se simularon los flujos de agua en el perfil del suelo. El modelo se desarrolló en el programa MATLAB®, mediante librerías que contienen las subrutinas de cálculo, las cuales se ejecutan desde un programa principal.

El modelo propuesto en el presente estudio permitió realizar una descripción cuantitativa de las propiedades hidráulicas y de los flujos de agua a través del perfil del suelo, en dos *Andisoles* de la zona cafetera central de Colombia. Una de las mayores ventajas de dicho modelo es que su base conceptual está desarrollado para suelos de ladera, y los valores de los parámetros obtenidos están ajustados a las condiciones reales del flujo del agua medidos directamente en campo. Dichas medidas de campo sirvieron además, para la comparación de las predicciones del modelo, encontrándose que este estima la humedad volumétrica y el flujo del agua en el suelo con un buen nivel de precisión.

Abstract

The volcanic ash soils cover about 0.84% of land equivalent to 124 million hectares, in Colombia occupy about 11.6% of the country and the Colombian coffee region, it is estimated that about 350.000ha soil grown with coffee correspond to *Andisols*. These soils are characterized by hydroproperties, chemical and biological pro-growth and development of plants, which makes them considered of special interest in both the environmental and the agricultural sectors.

Hydrophysical properties of *Andisols*, as its high moisture retention, high hydraulic conductivity in saturated conditions and low unsaturation, high porosity and low bulk density, determine unique hydrological patterns in these soils, such as the water flows.

Because the flow of water in the soil is fairly complex and difficult to measure it, and the limited information for soil slope of the Colombian coffee zone, related to soil hydraulic properties that determine such flows was a detailed study of the physical and hydraulic properties of soil and was developed and used a mathematical model to simulate water flow in soil under conditions of slope.

The first step in the investigation consisted of physical and hydrological characterization of two *Andisols* in soaring conditions. Soil properties such as particle size distribution, bulk density and true porosity, saturated hydraulic conductivity, moisture retention at different voltages and organic matter content were determined in each of the diagnostic horizons of 6 soil profiles. The results of physical and hydraulic properties are in agreement with the average values

reported for *Andisols* and allowed to confirm that such soils have unique properties that make them different from other soils.

In parallel, the physical and hydrological characterization, we evaluated the volumetric moisture dynamics and the potential matrix in 6 soil profiles, over a period of wetting and drying, using the instantaneous profile method. Chapter 3 presents a detailed analysis of this dynamic and the relationship between moisture stress or volumetric moisture retention curves. In general, volumetric moisture declined during the first stage draw (0 - 24 hours) later, followed by a slow drainage in which the volumetric moisture changes over time were minimal, this condition is reached around day 70, the slow reduction of moisture, may be related to the high moisture holding capacity of soil, characteristic of *Andisols* and the presence of a horizon B_w (at a depth between 80 and 120cm) that humidity remains close saturation throughout the drainage time.

In a second phase, we developed a mathematical model based on Richards equation, in order to estimate the flow of water in the soil profile under conditions of hillside soils. To solve this equation was used an analytical approach, combined with the numerical method of finite differences, to apply the solution method the soil profile is discretized into a series of nodes and defined and implemented the parametric functions for retention relations humidity $\theta(h)$ and hydraulic conductivity $K(h)$, was implemented Fredlund and Xing equation for the function $\theta(h)$ and Gardner's equation for the function $K(h)$, the solution of the Richards model hillside soil conditions, consisted in optimizing the parameters of the functions of moisture retention and unsaturated hydraulic conductivity, then this information is estimated hydraulic functions and simulated water flows in the soil profile. The model was developed in MATLAB® program by libraries contain subroutines for calculations, which are run from a main program.

The model proposed in this study allowed a quantitative description of the hydraulic properties and flow of water through the soil profile in two *Andisols* of the central coffee zone of Colombia. One of the biggest advantages of this model is that its conceptual basis is developed for hillside soils, and the values of process parameters are adjusted to actual conditions of water flow measured directly in the field. These field measurements were used also for the comparison of model predictions, finding that the model predicts the volumetric moisture and water flow in soil with a good level of accuracy.

Contenido

| | |
|--|-------|
| Resumen | VIII |
| Abstract..... | XI |
| Lista de Figuras..... | XVIII |
| Lista de Tablas..... | XXII |
| Lista de Anexos..... | XXV |
| Lista de Símbolos y abreviaturas | XXVI |
| Introducción..... | 1 |
| Alcances del estudio | 7 |
| Organización de la tesis | 8 |
| Referencias..... | 9 |
| 1. Área de estudio | 11 |
| 1.1 Introducción | 11 |
| 1.2 Vegetación..... | 14 |
| 1.3 Selección de los sitios de estudio..... | 15 |
| 1.3.1 Estación Experimental Naranjal..... | 15 |
| □ Geología y fisiografía..... | 17 |
| □ Clima | 18 |
| □ Suelos | 19 |
| □ Características mineralógicas | 21 |
| □ Descripción de perfiles de suelos de Naranjal..... | 21 |
| 1.3.2 Hacienda Maracay | 25 |
| □ Geología y fisiografía..... | 26 |
| □ Clima | 27 |
| □ Suelos | 28 |
| □ Propiedades mineralógicas | 29 |

| | |
|---|----|
| □ Descripción de perfiles de suelos de Maracay | 30 |
| Referencias | 33 |
| 2. Caracterización de las propiedades hidrofísicas de dos <i>Andisoles</i> en condiciones de ladera | 35 |
| 2.1 Introducción | 35 |
| 2.2 Metodología | 39 |
| 2.2.1 Sitios de estudio | 39 |
| 2.2.2 Métodos para la determinación de las propiedades físicas e hidráulicas del suelo | 40 |
| □ Distribución de partículas por tamaño | 40 |
| □ Densidad aparente | 41 |
| □ Densidad de partículas o real | 42 |
| □ Porosidad total | 42 |
| □ Contenido de materia orgánica | 42 |
| □ Conductividad hidráulica saturada | 42 |
| □ Retención de humedad en el suelo | 43 |
| 2.3 Resultados y discusión | 45 |
| 2.3.1 Propiedades físicas | 45 |
| 2.3.2 Propiedades hidráulicas | 49 |
| 2.4 Conclusiones | 58 |
| Referencias | 59 |
| 3. Monitoreo de la humedad volumétrica del suelo y determinación de las curvas de retención de humedad en <i>Andisoles</i> bajo condiciones de ladera | 63 |
| 3.1 Introducción | 63 |
| 3.2 Metodología | 68 |
| 3.2.1 Medición de la humedad volumétrica por el método de reflectometría de dominio temporal (TDR) | 71 |
| □ Calibración de los sensores de humedad | 72 |
| 3.2.2 Medición del potencial mátrico | 73 |
| 3.2.3 Curvas de drenaje del suelo | 74 |

| | | |
|-------|---|-----|
| 3.2.4 | Ajuste de funciones para las curvas de retención de humedad (CRH)..... | 75 |
| □ | Bases teóricas de la ecuación de Fredlund y Xing..... | 75 |
| 3.2.5 | Análisis estadístico | 79 |
| 3.3 | Resultados y discusión..... | 83 |
| 3.3.1 | Comportamiento hidrodinámico del agua en el suelo | 83 |
| 3.3.2 | Ajuste de las curvas de drenaje..... | 89 |
| 3.3.3 | Ajuste de las curvas de retención de humedad | 92 |
| □ | Comparación de los parámetros de las CRH | 97 |
| 3.4 | Conclusiones..... | 106 |
| | Referencias..... | 107 |
| 4. | Modelo matemático para simular el flujo del agua en suelos volcánicos de ladera | 113 |
| 4.1 | Introducción..... | 113 |
| 4.2 | Formulación matemática del modelo..... | 118 |
| 4.2.1 | Flujo de agua en condiciones de ladera..... | 121 |
| 4.3 | Desarrollo numérico para resolver la ecuación de Richards adaptada a condiciones de suelos de ladera | 124 |
| 4.3.1 | Función para estimar la retención de humedad $\theta(h)$ | 125 |
| 4.3.2 | Función para estimar la conductividad hidráulica no saturada $K(h)$ | 126 |
| | Referencias..... | 137 |
| 5. | Conductividad hidráulica no saturada y flujo del agua en suelos volcánicos de ladera: Solución de la ecuación de Richards | 141 |
| 5.1 | Introducción | 141 |
| 5.2 | Metodología | 148 |
| 5.2.1 | Estimación de los parámetros de las funciones hidráulicas del suelo | 148 |
| □ | Método del perfil instantáneo | 148 |
| □ | Solución de la ecuación de Richards adaptada a condiciones de suelos de ladera | 149 |

| | | |
|-------|--|-----|
| □ | Condiciones iniciales y de contorno..... | 150 |
| □ | Criterios para la solución de la ecuación y los procesos iterativos | 152 |
| □ | Evaluación del ajuste de las funciones hidráulicas del suelo | 153 |
| 5.2.2 | Conductividad hidráulica no saturada $K(h)$ | 154 |
| 5.2.3 | Cálculo de la magnitud y dirección de la densidad de flujo del agua | 154 |
| 5.3 | Resultados y discusión | 158 |
| 5.3.1 | Valores de los parámetros de las funciones hidráulicas del suelo . | 158 |
| □ | Parámetros α , β y ϖ de la función de Gardner | 159 |
| □ | Evaluación del ajuste del modelo..... | 161 |
| 5.3.2 | Estimación de la conductividad hidráulica no saturada K | 169 |
| 5.3.3 | Densidad de flujo del agua a través del perfil del suelo | 174 |
| 5.4 | Conclusiones | 180 |
| | Referencias | 182 |

Lista de Figuras

| | |
|--|----|
| Figura 1.1 Localización de la zona cafetera colombiana (Área de color verde). (Fuente: Archivo Cenicafé). | 12 |
| Figura 1.2 Localización de la Estación Experimental Naranjal, municipio de Chinchiná, departamento de Caldas, Colombia. | 16 |
| Figura 1.3 Fisiografía de los suelos de la unidad Chinchiná. | 17 |
| Figura 1.4 Lluvia histórica y del año 2009, registradas en la Estación Experimental Naranjal. | 18 |
| Figura 1.5 Temperaturas máxima, media y mínima históricas y del año 2009, registradas en la Estación Experimental Naranjal. | 19 |
| Figura 1.6 Perfil modal, suelos de la unidad Chinchiná, tomado en la Estación Experimental Naranjal. | 20 |
| Figura 1.7 Ubicación de la Hacienda Maracay, municipio de Quimbaya, departamento del Quindío, Colombia. | 25 |
| Figura 1.8 Sitios de muestreo en la hacienda Maracay, suelos de la unidad Montenegro. | 26 |
| Figura 1.9 Lluvia histórica y del año 2009, registradas en la hacienda Maracay. . | 27 |
| Figura 1.10 Temperaturas máxima, media y mínima históricas y del año 2009, registradas en la hacienda Maracay. | 28 |
| Figura 1.11 Perfil modal, suelos de la unidad Montenegro, tomado en la Hacienda Maracay. | 29 |
| Figura 2.1 Equipo de Heines para determinar la retención de humedad a bajos potenciales de succión. (a) Placa de yeso, (b) Placa con válvulas y membrana | 44 |
| Figura 3.1 Ubicación de las baterías de sensores de humedad y de los tensiómetros en los monolitos estudiados. | 70 |

| | |
|---|-----|
| Figura 3.2 Sensores TDR de tres varillas para medir la humedad volumétrica con el equipo Trase 6005X1 (Figura de la izquierda) sensor antes de aplicar la resina, (Figura de la derecha) sensor con resina. | 72 |
| Figura 3.3 Tensiómetros con medidor electrónico de vacío y sistema para registro de lecturas..... | 74 |
| Figura 3.4 Curva de retención de humedad, estimada mediante la ecuación FX, correspondiente a un suelo derivado de cenizas volcánicas de la unidad Chinchiná. | 79 |
| Figura 3.5 Evolución temporal de la humedad volumétrica en la unidad de medición NM-I, posición media ($z =$ profundidad). | 84 |
| Figura 3.6 Evolución temporal de la humedad volumétrica en la unidad de medición NM-II, posición media ($z =$ profundidad). | 84 |
| Figura 3.7 Evolución temporal de la humedad volumétrica en la unidad de medición MN-III, posición media ($z =$ profundidad). | 85 |
| Figura 3.8 Evolución temporal de la humedad volumétrica en la unidad de medición MM-I, posición media ($z =$ profundidad). | 88 |
| Figura 3.9 Evolución temporal de la humedad volumétrica en la unidad de medición MM-II, posición media ($z =$ profundidad). | 88 |
| Figura 3.10 Evolución temporal de la humedad volumétrica en la unidad de medición MM-III, posición media ($z =$ profundidad). | 89 |
| Figura 3.11 Curvas de retención de humedad obtenidas con los datos observados en campo y estimadas a partir de la función FX, para el monolito NM-I en la posición alta a diferentes profundidades (z). | 94 |
| Figura 3.12 Curvas de retención de humedad obtenidas con los datos observados en campo y estimadas a partir de la función FX, para el monolito MM-I, en la posición alta a diferentes profundidades (z). | 95 |
| Figura 3.13 Curvas de retención de humedad ajustadas al modelo FX, por profundidad z , en los monolitos de suelos de la unidad Chinchiná..... | 104 |
| Figura 3.14 Curvas de retención de humedad ajustadas al modelo FX, por profundidad z , en los monolitos de suelos de la unidad Montenegro..... | 105 |

| | |
|---|-----|
| Figura 4.1 Flujo de agua a través de un volumen de suelo en las direcciones x , y , z . | 120 |
| Figura 4.2 Componentes del potencial gravitacional Z , en terreno con pendiente ϕ . | 122 |
| Figura 4.3 Discretización del monolito de suelo en una malla de nodos | 128 |
| Figura 5.1 Discretización del monolito de suelo en una malla de nodos, para la aplicación de las soluciones numéricas. | 151 |
| Figura 5.2 Componentes de la densidad de flujo del agua en terrenos pendientes. | 155 |
| Figura 5.3 Función para estimar la variación del potencial mátrico con respecto a x . | 155 |
| Figura 5.4 Relación entre potencial mátrico y conductividad hidráulica no saturada calculada con la función de Gardner con diferentes valores del parámetro α para <i>Andisoles</i> de ladera. | 160 |
| Figura 5.5. Humedad volumétrica del suelo medida experimentalmente y calculada mediante la ecuación de Richards, Monolito NM-I, suelos de la unidad Chinchiná. | 162 |
| Figura 5.6 Humedad volumétrica del suelo medida experimentalmente y calculada mediante la ecuación de Richards, Monolito NM-III, suelos de la unidad Chinchiná. | 163 |
| Figura 5.7 Humedad volumétrica del suelo medida experimentalmente y calculada mediante la ecuación de Richards, Monolito MM-I, suelos de la unidad Montenegro. | 164 |
| Figura 5.8 Humedad volumétrica del suelo medida experimentalmente y calculada mediante la ecuación de Richards, Monolito MM-III, suelos de la unidad Montenegro. | 165 |
| Figura 5.9 Conductividad hidráulica no saturada determinada a diferentes profundidades en suelos de la unidad Chinchiná. | 171 |
| Figura 5.10 Conductividad hidráulica no saturada determinada en los monolitos NM-I, NM-II y NM-III a una misma profundidad en suelos de la unidad Chinchiná | 172 |

| | |
|--|-----|
| Figura 5.11 Dirección de la densidad de flujo del agua en las coordenadas x y z, en el perfil del suelo. | 174 |
| Figura 5.12 Magnitud y dirección de la densidad de flujo del agua en cada uno de los nodos de un monolito de suelos de la unidad Chinchiná a diferentes tiempos de evaluación..... | 176 |
| Figura 5.13 Dirección del flujo de agua en un monolito de suelo con una pendiente del 20%, en suelos de la unidad Chinchiná..... | 178 |
| Figura 5.14 Dirección del flujo de agua en un monolito de suelo con una pendiente del 40%, en suelos de la unidad Chinchiná..... | 178 |
| Figura 5.15 Dirección del flujo de agua en un monolito de suelo con una pendiente del 70%, en suelos de la unidad Chinchiná..... | 179 |

Lista de Tablas

| | |
|--|----|
| Tabla 1.1 Variables para la descripción taxonómica de los suelos de la Estación Experimental Naranjal..... | 21 |
| Tabla 1.2 Variables que se tuvieron en cuenta para la descripción taxonómica de los suelos de la Estación Experimental Naranjal..... | 30 |
| Tabla 2.1 Distribución de partículas por tamaño a diferente profundidad en tres perfiles de suelo de la unidad Chinchiná..... | 46 |
| Tabla 2.2 Distribución de partículas por tamaño a diferente profundidad en tres perfiles de suelo de la unidad Montenegro..... | 47 |
| Tabla 2.3 Densidad aparente, porosidad y contenido de materia orgánica, en tres perfiles de suelo de la unidad Chinchiná..... | 48 |
| Tabla 2.4 Densidad aparente, porosidad y contenido de materia orgánica, en tres perfiles de suelo de la unidad Montenegro..... | 49 |
| Tabla 2.5 Humedad volumétrica a punto de saturación (0 hPa) y retención de humedad en el suelo a potenciales de succión entre 50 y 200hPa, determinadas en tres perfiles de suelo de la unidad Chinchiná. | 50 |
| Tabla 2.6 Humedad volumétrica a punto de saturación (0 hPa) y retención de humedad en el suelo a potenciales de succión entre 50 y 200hPa, determinada en tres perfiles de suelo de la unidad Montenegro..... | 51 |
| Tabla 2.7 Retención de humedad en el suelo a potenciales de succión entre 300 y 15000hPa, determinada en tres perfiles de suelo de la unidad Chinchiná..... | 52 |
| Tabla 2.8 Retención de humedad en el suelo a potenciales de succión entre 300 y 15000hPa, determinada en tres perfiles de suelo de la unidad Montenegro. | 53 |
| Tabla 2.9 Conductividad hidráulica saturada determinada en los diferentes horizontes de los suelos de las unidades Chinchiná y Montenegro. | 54 |
| Tabla 2.10 Calificación de la conductividad hidráulica saturada. | 55 |

| | |
|--|-----|
| Tabla 2.11 Análisis de varianza de las propiedades del suelo densidad aparente (DA), porosidad (η), conductividad hidráulica saturada (Ks) y humedad volumétrica saturada (θ_s), entre los diferentes perfiles de suelo estudiados. 56 | 56 |
| Tabla 2.12 Análisis de varianza de las propiedades del suelo densidad aparente (DA), porosidad (η), conductividad hidráulica saturada (Ks) y humedad volumétrica saturada (θ_s), entre los horizontes por cada perfil de suelo..... 57 | 57 |
| Tabla 3.1 Suma de cuadrados del error (SCE), de los modelos de drenaje general e individual, para los suelos de las unidades Chinchiná y Montenegro. 90 | 90 |
| Tabla 3.2 Valores del factor delta (δ) con sus respectivos intervalos de confianza, para la comparación de los parámetros α y β entre monolitos, en suelos de las unidades Chinchiná y Montenegro..... 92 | 92 |
| Tabla 3.3 Comparación de los parámetros α , n y m entre las posiciones alta (A), media (M) y baja (B) del monolito NM-I. Suelos de la unidad Chinchiná..... 98 | 98 |
| Tabla 3.4 Comparación de los parámetros α , n y m entre las posiciones alta (A), media (M) y baja (B) del monolito NM-II. Suelos de la unidad Chinchiná..... 99 | 99 |
| Tabla 3.5 Comparación de los parámetros α , n y m entre las posiciones alta (A), media (M) y baja (B) del monolito NM-III. Suelos de la unidad Chinchiná..... 99 | 99 |
| Tabla 3.6 Parámetros estimados del modelo de Fredlund y Xing, para el ajuste de las CRH, por posición en monolitos de suelos de la unidad Montenegro. 101 | 101 |
| Tabla 3.7 Comparación de los parámetros α y n , entre las posiciones alta (A), media (M) y baja (B) del monolito MM-I. Suelos de la unidad Montenegro.. 101 | 101 |
| Tabla 3.8 Comparación de los parámetros α y n , entre las posiciones alta (A), media (M) y baja (B) del monolito MM-II. Suelos de la unidad Montenegro. 102 | 102 |
| Tabla 3.9 Comparación de los parámetros α y n , entre las posiciones alta (A), media (M) y baja (B) del monolito MM-III. Suelos de la unidad Montenegro.102 | 102 |
| Tabla 5.1 Valores iniciales para los parámetros α , β y ω de la función de conductividad hidráulica no saturada. 158 | 158 |
| Tabla 5.2 Parámetros estimados de la ecuación de conductividad hidráulica no saturada en el monolito NM-I, suelos de la unidad Chinchiná..... 161 | 161 |

Tabla 5.3 Estadísticas de comparación entre el contenido de humedad volumétrica observado y estimado con el modelo de Richards propuesto, en diferentes tiempos en cada uno de los monolitos de suelo de la unidad Chinchiná. 167

Tabla 5.4 Estadísticas de comparación entre el contenido de humedad volumétrica observado y estimado con el modelo de Richards propuesto, en diferentes tiempos en cada uno de los monolitos de suelo de la unidad Montenegro. . 168

Lista de Anexos

- ANEXO A. Programa elaborado en MATLAB® para estimar los parámetros de las funciones hidráulicas del suelo, mediante la solución numérica de la ecuación de Richard's, adaptada a condiciones de suelos de ladera.....187
- ANEXO B. Parámetros de la ecuación de Fredlund y Xing, para la función de retención de humedad (CRH), estimados mediante la solución de la ecuación de Richards propuesta para suelos de ladera.....193
- ANEXO C. Parámetros de la ecuación de Gardner, para la función de conductividad hidráulica no saturada, estimados mediante la solución de la ecuación de Richards propuesta para suelos de ladera.....197

Lista de Símbolos y abreviaturas

| Símbolo | Descripción | Dimensiones |
|----------------------|--|-----------------------------------|
| A | Sección transversal de una columna de suelo | [L] |
| A | Posición superior en el monolito de suelo | [L] |
| a | Parámetro de la función de retención de humedad de fredlund y Xing | [-] |
| B | Posición inferior en el monolito de suelo | [L] |
| C | Capacidad específica del agua | [L ⁻¹] |
| CRH | Curva de retención de humedad | |
| $c.v.$ | Coficiente de variación | |
| D | Difusividad | [L ² T ⁻¹] |
| H | Potencial hidráulico | [L] |
| h | Potencial mátrico | [L] |
| h_a | Potencial de entrada de agua | [L] |
| $K, K(h), K(\theta)$ | Función de conductividad hidráulica | [L.T ⁻¹] |
| K_r | Conductividad hidráulica relativa | [L.T ⁻¹] |
| K_s | Conductividad hidráulica saturada | [L.T ⁻¹] |
| L | Altura de la columna de suelo | [L] |
| l | Parámetro de conectividad entre poros | [-] |
| Ln | Logaritmo natural | [-] |
| M | Posición media en el monolito de suelo | [L] |
| m | Parámetro de la función de retención de humedad de fredlund y Xing | [-] |
| n | Parámetro de la función de retención de humedad de fredlund y Xing | [-] |
| NC | Número de columnas en una matriz | |
| NF | Número de filas en una matriz | |

| Símbolo | Descripción | Dimensiones |
|----------------|--|--------------------|
| Q | Caudal de agua | $[L^3.T^{-1}]$ |
| q | Densidad de flujo del agua | $[L.T^{-1}]$ |
| r | Radio de los poros | $[L]$ |
| R^2 | Coeficiente de determinación | $[-]$ |
| $RECM$ | Raíz del error cuadrático medio | $[-]$ |
| s | Desviación estándar | $[-]$ |
| S_e | Contenido de humedad efectiva | $[L^3.L^{-3}]$ |
| SCE | Suma de errores al cuadrado | $[-]$ |
| T | Tensión superficial del agua | $[L]$ |
| t | Tiempo | $[T]$ |
| V | Volúmen | $[L^3]$ |
| x | Coordenada espacial horizontal | $[L]$ |
| y | Coordenada espacial horizontal | $[L]$ |
| z | Coordenada espacial vertical | $[L]$ |
| z | Potencial de gravitacional | $[L]$ |
| ZCC | Zona cafetera colombiana | |
| α | Parámetro de la función de conductividad hidráulica de Gardner | $[-]$ |
| B | Ángulo de dirección del flujo del agua en el suelo | $[-]$ |
| β | Parámetro de la función de conductividad hidráulica de Gardner | $[-]$ |
| β | Matriz de derivadas | |
| e | Número de Euler o constante de Napier (2,71828) | |
| ϕ | Ángulo de inclinación de la pendiente del suelo | $[-]$ |
| Γ | Matriz de derivadas | |
| Λ | Matriz de derivadas | |
| η | Porosidad total | $[-]$ |
| φ | Ángulo de contacto entre el suelo y el agua | $[-]$ |

| Símbolo | Descripción | Dimensiones |
|----------------|---|--------------------|
| ω | Factor de peso para la matriz de derivadas en diferencias finitas | |
| θ | Humedad volumétrica del suelo | $[L^3.L^{-3}]$ |
| θ_r | Humedad volumétrica residual | $[L^3.L^{-3}]$ |
| θ_s | Humedad volumétrica a saturación | $[L^3.L^{-3}]$ |
| ω | Parámetro de la función de conductividad hidráulica de Gardner | [-] |
| ψ | Potencial mátrico | [L] |
| ∂ | Diferencia relativa | [-] |
| ∇ | Gradiente tridimensional | [-] |
| Δ | Incremento | [-] |

Introducción

Los suelos derivados de cenizas volcánicas son aquellos formados a partir de la meteorización de depósitos de materiales provenientes de eyecciones volcánicas. De acuerdo con el Comité para el Reconocimiento de Suelos (Soil Survey Staff, 1999) estos suelos se denominan *Andisoles*, nombre derivado de *ando soil*; etimológicamente *an* significa oscuro y *do* significa suelo en lenguaje japonés (Shoji *et al.*, 1993; Wada, 1985).

El concepto central de los *Andisoles* abarca dos aspectos fundamentales: (1) material parental de origen volcánico (cenizas, poma, escorias, piroclastos) y (2) suelos cuya fracción coloidal es dominada por materiales no cristalinos. Bajo este concepto las propiedades específicas de estos suelos se han atribuido básicamente al predominio de alófana en la fracción coloidal; sin embargo, los resultados encontrados por Shoji y Ono (1978) en suelos sin presencia de este mineral, mostraron que las propiedades de los *Andisoles* no son necesariamente dadas por la alófana e indican que los complejos Al-humus, Fe-humus, también influyen sobre las propiedades de estos suelos.

Basados en estos resultados, se establecieron nuevos criterios para definir los *Andisoles* como suelos desarrollados a partir de eyecciones volcánicas o materiales volcano-clásticos cuya fracción coloidal es dominada por materiales no cristalinos y/o complejos Al-humus. Igualmente se determinó que las propiedades ándicas, son el resultado principalmente de la presencia de cantidades significativas de complejos Al-humus, alófana, imogolita o ferrihidrita (Pochet *et al.*, 2007).

Los criterios para la definición de los *Andisoles* dentro de la clasificación taxonómica internacional de suelos, se basan entonces en la presencia de horizontes que cumplan los requisitos de propiedades de suelo ándico en el 60% o más del espesor (Soil Survey Staff, 2006), a su vez los *Andisoles* son divididos en siete subordenes y estos divididos en grandes grupos basados en propiedades contrastantes que determinan su capacidad para la producción agrícola.

Las características y propiedades de los *Andisoles*, están estrechamente relacionadas con los procesos de formación y evolución que los tipifican, lo cual hace que estos suelos presenten propiedades únicas. Varios autores describen la naturaleza, evolución y propiedades de los suelos derivados de cenizas volcánicas de diferentes sitios (Wada, 1985; Shoji *et al.*, 1993; Nanzyo, 2004). Las propiedades físicas, mecánicas y químicas de estos suelos, hacen que sean considerados de gran importancia a nivel mundial por su alto potencial productivo, alta acumulación de carbono y nitrógeno, alta capacidad de almacenamiento y mejoramiento de la calidad del agua (Shoji y Takahashi, 2004).

La alta variabilidad que presentan las propiedades de los suelos derivados de cenizas volcánicas, relacionadas principalmente con su mineralogía, granulometría y retención de humedad, puede estar asociada con composición del material volcánico, los patrones de depósito y con los mecanismos y grado de meteorización de las cenizas volcánicas. Según Shoji *et al.* (1993), la distancia del depósito de las cenizas está controlada por la energía de la erupción volcánica, por la presencia de corrientes de viento y por la forma y tamaño de las partículas lo cual genera texturas arenosas cerca de los volcanes y limo-arcillosas en zonas alejadas. Este factor sumado con la composición de las cenizas cuyos minerales primarios predominantes son vidrio volcánico, plagioclasa, cuarzo, piroxenos, hornblenda, biotita y olivino entre otros (Nanzyo, 2004) determinan dicha variabilidad de las propiedades del suelo.

La baja densidad aparente predominante en los *Andisoles* se debe principalmente al alto contenido de humus y a la baja densidad de partículas de este (menor a 1,5) además de la baja densidad del vidrio volcánico (Wada, 1985), según Nanzyo (2004) esta característica determina la baja densidad aparente en *Andisoles* no alofanicos, mientras que en suelos alofanicos se debe a la alta porosidad causada por el desarrollo de estructuras por los minerales no cristalinos.; de otro lado, la alta estabilidad de los agregados en *Andisoles* está asociada con los minerales de arcilla tales como alófana, imogolita, haloisita, ferrihidrita, o complejos de humus y Al-Fe (Nanzyo, 2004).

Los *Andisoles* se encuentran distribuidos exclusivamente en áreas con alta actividad volcánica. Cerca del 0,84% de la superficie terrestre equivalente a 124 millones de hectáreas, corresponden a suelos derivados de cenizas volcánicas y aproximadamente el 60% de estos suelos se localizan en países tropicales. Se distribuyen en Europa, África, algunas Islas del Pacífico, Asia y en América desde Alaska hasta Argentina (Shoji *et al.*, 1993).

En Colombia los suelos derivados de cenizas volcánicas ocupan alrededor del 11,6% del territorio nacional y se extienden desde los departamentos de Antioquia, Caldas, Risaralda y Quindío (Zona cafetera), hasta el sur en los departamentos del Valle del Cauca, Cauca, Huila y Nariño, hacia el centro y el oriente se encuentran en los departamentos de Cundinamarca y Tolima y en los Llanos Orientales se han encontrado ocupando pequeñas extensiones (IGAC, 1995).

En la zona cafetera colombiana de las 914.410ha que se encuentran cultivadas con café (FEDERACAFÉ, 2011), se estima que 350.000ha corresponden a suelos derivados de cenizas volcánicas, localizadas en su mayoría en la región andina, donde predomina la topografía desde ondulada hasta fuertemente escarpada. Esta zona se caracteriza además por su riqueza hídrica, en forma de una alta precipitación, determinada por la zona de convergencia intertropical, la cual condiciona una alta nubosidad y gran cantidad de lluvia con buena

distribución anual (Jaramillo y Kogson, 1994). Los valores anuales de precipitación están entre 2.000 y 2.500 mm.año⁻¹, pero en algunos sitios se superan los 3.000 mm.año⁻¹. En promedio esta precipitación ocurre en 498 eventos al año (Jaramillo, 1986).

Una de las características que diferencia a los *Andisoles* de otros suelos, es su alta capacidad de retención de humedad y almacenamiento de agua, lo cual a su vez determina la dinámica del agua tanto a nivel superficial como dentro del perfil del suelo (Tobón *et al.*, 2010). La dinámica del agua en el perfil del suelo, juega un papel fundamental como parte integral del ciclo hidrológico; entre los que se destaca el flujo de agua, ya que es el responsable del transporte de calor y solutos en el subsuelo, define la tasa de ocurrencia de procesos microbiológicos y de crecimiento vegetal, gobierna la transpiración, afecta la recarga de acuíferos subterráneos, controla la escorrentía superficial y posee otras muchas influencias sobre aspectos del medio natural, de allí que su estudio debe integrarse al balance hídrico dentro de los balances de flujo de energía y materia en los agroecosistemas.

La mayoría de los estudios llevados a cabo en suelos derivados de cenizas volcánicas en condiciones de ladera, específicamente en la región andina, se han concentrado en la descripción taxonómica y uso potencial de los suelos, en la valoración de sus propiedades químicas y algunas descripciones de las propiedades físicas, y muy pocos estudios se han desarrollado en la descripción de las propiedades hidrofísicas, en la caracterización del flujo del agua en el suelo y por lo tanto en el papel que juegan estos suelos en el funcionamiento hidrológico de los agroecosistemas cafeteros. El conocimiento de los flujos de agua, tanto a escala global como regional y del perfil del suelo, permiten abordar problemas actuales como la degradación de los suelos, disminución y contaminación de las fuentes de agua, lo cual sumado a la creciente demanda de agua de calidad para consumo humano y uso agrícola, resaltan la

importancia de la conservación y manejo adecuado de los recursos suelo y agua en forma integrada.

Dada la gran variabilidad de suelos y clima, la dificultad para determinar los flujos de agua y nutrientes en suelos de ladera y el costo alto de los estudios experimentales para la obtención de información acerca del comportamiento hidrológico de los *Andisoles* de ladera, se han desarrollado modelos hidrológicos de simulación, que permiten entender situaciones complejas, mediante la descripción de los procesos más significativos en el suelo. El problema que existe actualmente con estos modelos es que todos presentan un grado variable de error en la simulación de estos flujos; sin embargo, pueden ser útiles para integrar la información obtenida a diferentes escalas tales como parámetros de suelo, clima, plantas, manejo y así estimar balances de agua, humedad del suelo, evapotranspiración, entre otros, bajo escenarios diferentes de suelo, clima, cultivos, manejo, etc.

Durante los últimos años ha tenido un considerable progreso el desarrollo de modelos analíticos y numéricos que simulan el movimiento del agua y solutos a través del perfil del suelo. En el caso de los suelos de ladera, especialmente aquellos derivados de cenizas volcánicas, la dinámica del agua en el suelo presenta condiciones particulares, ya que estos suelos tienen propiedades físicas e hidráulicas únicas que sumadas a las condiciones de ladera influyen en procesos como la escorrentía, infiltración y redistribución del agua en el suelo.

Los modelos para estimar el balance de agua, tales como el CREAMS (Knisel, 1980), WAVE (Vancloster *et al.*, 1996), SWAT (Arnold *et al.*, 1993), TOPMODEL (Beven, 1995), SWAP (van Dam *et al.*, 1997), UNSAT-H (Fayer, 2000), consideran como variables de entrada y salida la precipitación y el caudal, respectivamente. Solo en algunos modelos se incluyen procesos como la infiltración, escorrentía y redistribución del agua en el suelo, los cuales son sensibles a factores como cambios de clima y coberturas, labranza, prácticas de

cultivo, entre otros; en la mayoría de los modelos de balance de agua, no se incluye el movimiento de agua dentro del perfil del suelo.

En la zona cafetera de Colombia, existe poca información acerca de la dinámica del agua y de nutrimentos solubles en la zona no saturada (ZNS) en *Andisoles* de ladera, tampoco se han desarrollado modelos espacio/temporales específicos que ayuden a entender estos procesos y a identificar las causas biofísicas de la degradación de los suelos y los recursos hídricos en zonas de ladera. Existen algunos estudios para estimar el movimiento de solutos en suelos cultivados con café, con las prácticas corrientemente utilizadas, pero las metodologías utilizadas no han permitido estimar claramente estos fenómenos, ya que la mayoría de trabajos y modelos empleados en éste campo, se han desarrollado para terrenos planos o de escasa inclinación sin tener en cuenta el efecto de la pendiente en el movimiento del agua y los nutrimentos en el suelo.

La mayoría de modelos de flujo de agua a escala de perfil del suelo se basan en la solución de la ecuación de Richards, en un volumen determinado de suelo bajo ciertas condiciones de frontera, y asumiendo el flujo de agua verticalmente, es decir, en una sola dimensión (z); lo cual limita el uso de estos modelos en condiciones de suelos de ladera. De acuerdo con lo anterior, en este trabajo se hace una completa caracterización hidrofísica de dos *Andisoles* de la zona cafetera colombiana, en áreas de ladera y se lleva a cabo un monitoreo del flujo de agua a través de los horizontes del suelo. Como objetivo general y basado en la información anterior se desarrolló, calibró y validó un modelo de simulación del flujo de agua para suelos de ladera, derivados de cenizas volcánicas. Este modelo se basa en la solución numérica de la ecuación diferencial parcial de Richards, mediante el método de las diferencias finitas, teniendo en cuenta que el flujo de agua bajo estas condiciones puede estar controlado por el grado de inclinación de la pendiente, es decir, la ecuación se resuelve, contemplando los flujos de agua en las tres dimensiones: vertical (z), horizontal (x) y una resultante (y) donde el flujo es generalmente constante.

La caracterización de los procesos hidrológicos en conjunto con su modelación e integrados espacialmente con sistemas de información geográfica, permiten entender mejor estos fenómenos, a su vez permitirán que las instituciones, técnicos y usuarios tengan facilidad de acceso a la información, para que sirva de apoyo en planes de uso y manejo sostenibles de los recursos suelo y agua, y lograr así un verdadero impacto en la conservación de estos recursos.

Los objetivos específicos de esta tesis fueron:

- Monitorear la dinámica espacio temporal del agua en suelos de ladera derivados de cenizas volcánicas.
- Obtener las funciones hidráulicas que describen el comportamiento del flujo del agua en suelos de ladera derivados de cenizas volcánicas en la zona cafetera colombiana.
- Construir, calibrar y evaluar un modelo para simular el movimiento del agua en suelos volcánicos en zonas de ladera.

Alcances del estudio

Este trabajo se desarrolló en dos suelos derivados de cenizas volcánicas en terrenos con diferente grado de inclinación de la pendiente, localizados en la zona cafetera colombiana. Se desarrolló, calibró y validó un modelo numérico que permite explicar el movimiento del agua a través del perfil del suelo, en tres direcciones x , y , z . El procedimiento incluyó la caracterización de las propiedades físicas e hidráulicas de los diferentes horizontes del suelo, la determinación de parámetros para la aplicación de las ecuaciones de flujo de agua en un medio poroso no saturado, la medición *in situ* en monolitos de suelo

de la humedad volumétrica y del potencial mátrico a través del tiempo y la construcción y verificación del modelo matemático.

Los resultados obtenidos se circunscriben a la zona de estudio, mientras que el modelo desarrollado, puede aplicarse a diferentes suelos de ladera mediante la determinación de algunas propiedades hidráulicas y físicas del mismo. El modelo de flujo del agua desarrollado en esta tesis, se enlazarará al modelo de producción para el cultivo de café, el cual se lleva a cabo por un grupo interdisciplinario de Cenicafé.

Organización de la tesis

El documento está dividido en 5 capítulos y 3 anexos. En el capítulo 1, se presenta una descripción de la región cafetera, de los suelos y del clima del área de estudio. Los capítulos 2 a 5, comprenden el desarrollo específico del tema de investigación, cada uno de estos capítulos está estructurado con introducción (incluido el planteamiento del problema y los objetivos), la metodología, resultados y discusión, conclusiones y referencias. El capítulo 2, se refiere a la caracterización física e hidráulica de los suelos objeto del estudio; en el capítulo 3 se presenta el comportamiento del agua en el perfil del suelo y su relación con el grado de inclinación de la pendiente; en el capítulo 4, se presenta la formulación matemática y la solución numérica de la ecuación de Richards, adaptada a condiciones de suelos de ladera y en el capítulo 5, se presentan los resultados de la aplicación del modelo matemático, donde se estiman las funciones hidráulicas de retención de humedad y conductividad hidráulica mediante la solución de la ecuación de Richards propuesta, además se presenta la aplicación de esta ecuación para el cálculo de la densidad de flujo de agua en las direcciones x y z en suelos *Andisoles* de ladera.

Referencias

Arnold, J.G., Allen, P.M., Bernhardt, G.T. 1993. A comprehensive surface-groundwater flow model. *Journal of Hydrology* 142, 47- 69.

Beven, K.J. 1995. TOPMODEL. In: Sing, V.P. (ed.). *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Colorado. pp. 627-668.

Fayer, M.J. 2000. UNSAT-H Version 3.0: Unsaturated soil water and heat flow model. PNPL-13249, Pacific Northwest Laboratory, Richland, Washington. 184 p.

FEDERACAFÉ. 2011. Información Estadísticas Cafeteras, Consulta en línea: http://www.federaciondecafeteros.org/particulares/es/quienes_somos/119_estadisticas_historicas/. Agosto de 2011.

IGAC. 1995. Suelos de Colombia, origen, evolución, clasificación, distribución, Santafé de Bogotá, Colombia. 632 p.

Jaramillo, R.A. 1986. Características climáticas de la zona cafetera colombiana. In: *Tecnología del cultivo del café*, Chinchiná, Colombia, Cenicafé. pp. 7-55.

Jaramillo, R.A., Kogson, J.F. 1994. Características de las lluvias máximas en la zona cafetera colombiana. *Cenicafé* 45(1), 25-34.

Knisel, W.G. 1980. CREAMS: a field scale model for chemicals, runoff, and erosion from agricultural management systems Washington, DC: US Department of Agriculture, Conservation Report No. 26. 640 p.

Nanzyo, M. 2004. Unique properties of volcanic ash soils, *Global Environmental Research, Association of International Research Initiatives for Environmental Studies (AIRIES)*. Japan 6(2), 99-102.

Pochet, G., van der Velde, M., Vanclooster, M., Delvaux, B. 2007. Hydric properties of high charge, halloysitic clay soils from the tropical South Pacific region. *Geoderma* 138, 96 -109.

Shoji, S., Ono, T. 1978. Physical and chemical properties and clay mineralogy of Andosols from Kitakami. *Japan. Soil Science* 125, 297-312.

Shoji, S., Nanzyo, M., Dahlgren, R. 1993. *Volcanic ash soils: genesis, properties and utilization*. Amsterdam, Holanda, Elsevier. 288 p.

Shoji, S., Takahashi, T. 2004. Environmental and agriculture significance of volcanic ash soils. *Global Environmental Research, Association of International Research Initiatives for Environmental Studies (AIRIES)*. Japan 6(2), 113-135.

Soil Survey Staff. 1999. Soil taxonomy, Second edition, USDA-NRCS, Agriculture Handbook No. 436. 328 p.

Soil Survey Staff. 2006. Keys to Soil Taxonomy, 10th ed. USDA-Natural Resources Conservation Service, Washington, DC. 341 p.

Tobón, C., Bruijnzeel, L.A., Frumau, K.F.A., Calvo, J.C. 2010. Changes in soil hydraulic properties and soil water status after conversion of tropical montane cloud forest to pasture in northern Costa Rica. In: Bruijnzeel, L.A., Scatena, F.N., Hamilton, L.S. (editors). Tropical Montane Cloud Forests: Science for Conservation and Management. Cambridge University Press, Cambridge, UK. pp.765-778.

Vanclooster, M., Viaene, P., Christiaens, K., Ducheyne, S. 1996. WAVE: A mathematical model for simulating water and agrochemicals in the soil and vadose environment, reference and user's manual (release 2.1), Institute for Land and Water Management, Katholieke Universiteit Leuven, Belgium.

Van Dam, J.C., Huygen, J., Wesseling, J.G., Feddes, R.A., Kabat, P., Van Walsum P., E.V., Groenendijk, P., Van Diepen, C.A. 1997. Theory of SWAP version 2.0. Simulation of water flow, solute transport and plant growth in the Soil – Water – Atmosphere - Plant Environment. Technical Document 45 DLO Winand Staring Center, Wageningen. 153 p.

Wada, K. 1985. The distinctive properties of Andosols. Advances in Soil Science 2, 173-229.

Capítulo 1

1. Área de estudio

1.1 Introducción

La zona cafetera colombiana (ZCC) se encuentra localizada en las laderas de las cordilleras de los Andes y en un pequeño sector independiente que corresponde a las estribaciones de la Sierra Nevada de Santa Marta (Figura 1.1), ocupa cerca de 3,6 millones de hectáreas de las cuales aproximadamente 914.410ha se encuentran cultivadas con café y 1.230.000ha son destinadas a la ganadería, el área restante está dedicada a otros cultivos, forestales y bosques o rastrojos de protección.

Se estima que cerca de 350.000ha sembradas con café, corresponden a suelos derivados de depósitos volcánicos no cristalinos, ubicados principalmente en la zona cafetera central en los departamentos de Caldas, Quindío, Risaralda y parte de los departamentos del Antioquia, Valle del Cauca y Tolima (FEDERACAFÉ, 1997). Estos suelos presentan diferentes grados de evolución lo cual se evidencia por el contenido variable de arcilla y alófana, que asociados con la topografía y las condiciones climáticas generan diferentes tipos de suelos: *Andisoles*, *Inceptisoles* o *Alfisolos* con características únicas.

Las cenizas y lapilli cristalino-vítreo del Cuaternario que recubren la zona cafetera central colombiana provienen del complejo volcánico Ruiz–Tolima, formado por los volcanes de Cerro Bravo, Nevados del Ruíz, El Cisne, Santa Isabel, Quindío,

Tolima y Páramo de Santa Rosa, localizados entre los 4°35' a 5°10' Norte (Cortés, 1982).

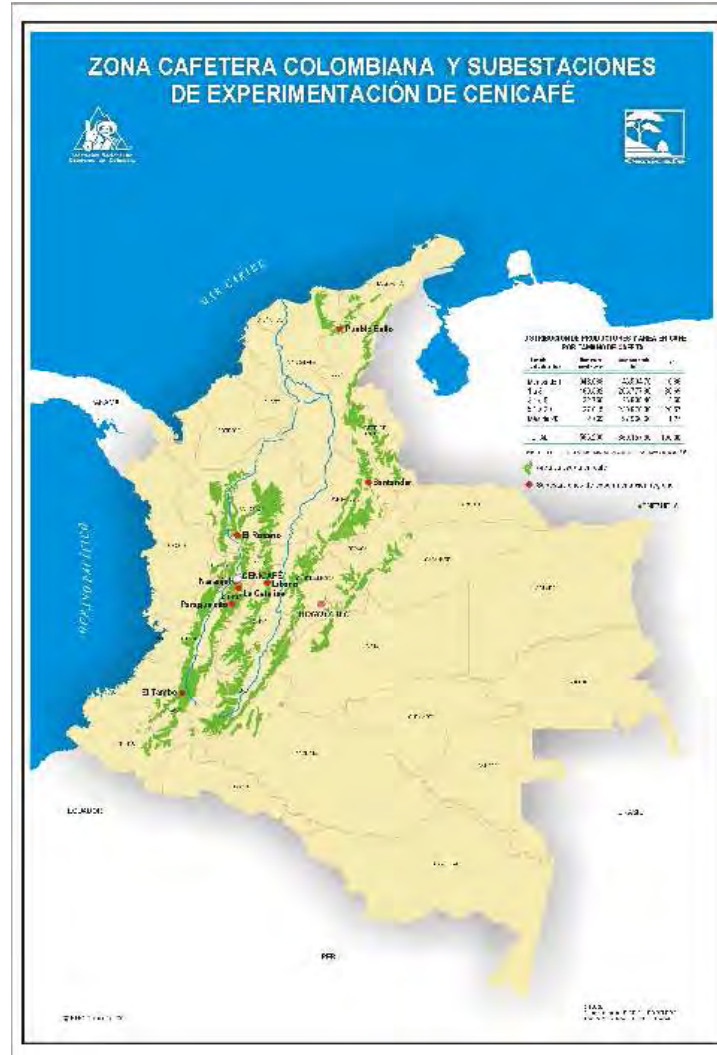


Figura 1.1 Localización de la zona cafetera colombiana (Área de color verde). (Fuente: Archivo Cenicafé).

Federacafé, a través de estudios generales de zonificación y uso potencial de los suelos de la zona cafetera, ha agrupado los suelos en unidades según la vocación de uso y capacidad de explotación de acuerdo al material de origen, las características físicas, químicas y mecánicas y la susceptibilidad a la erosión. A su vez los suelos derivados de cenizas volcánicas se han agrupado según la

granulometría del depósito y el grado de alteración del suelo. Entre los más importantes se encuentran las series o unidades Chinchiná, Montenegro, Quindio, Malabar, Fresno, Líbano, Fondesa, las cuales se localizan en la zona central, en los departamentos de Caldas, Quindío, Risaralda y Tolima (Grisales, 1977).

La morfología de estos suelos está determinada por su bajo grado de evolución, generalmente se presentan perfiles simples como *A-C* o *A-B-C*, o perfiles complejos como *A-C/A-Bw-C*. El primer horizonte generalmente es profundo (10 a 60 cm) de color oscuro, mientras que el horizonte *B* es de color pardo amarillento (Cortés, 1982).

La Unidad Chinchiná es la más extensa en la zona cafetera, se encuentra en los departamentos de Antioquia, Caldas, Risaralda, Quindío, Valle del Cauca, Tolima y Cundinamarca, entre altitudes de 1.200m a 1.900m. Son suelos generalmente profundos, con perfil tipo *Ap-AB-Bw-C* muy uniforme, granulometría dominado por la fracción limosa, estructura granular, buen drenaje y buena aireación, alta retención de humedad, alto contenido de materia orgánica (10% o mas) y pobre en bases intercambiables (Grisales, 1977). De acuerdo con la clasificación del USDA (Soil Survey Staff, 2006) estos suelos corresponden al gran grupo *Melanudands* y *Hapludands*.

Con referencia al clima, la ZCC por su localización presenta una temperatura media muy uniforme a través del año para una misma altitud; en general la temperatura media anual fluctúa entre 17,5 °C y 23,0 °C y la humedad relativa entre 70% y 80%. El valor de brillo solar promedio está próximo a las 1.550 horas, lo cual representa un 36% del brillo solar máximo astronómico, lo que indica altas condiciones de nubosidad diurna y altas proporciones de radiación difusa (Jaramillo, 1986).

La tendencia general de la precipitación en la ZCC, es la ocurrencia de dos períodos relativamente secos y dos lluviosos en el año; los meses de mayor

precipitación son abril, mayo, octubre y noviembre, determinados por la zona de convergencia intertropical, la cual condiciona tiempo de alta nubosidad y gran cantidad de lluvia en la región. En los extremos norte, sur y oriente se presenta un transcurso monomodal, con una sola estación lluviosa en el año; mientras que la región central presenta dos períodos lluviosos marcados: marzo-junio y septiembre-diciembre, y dos períodos menos lluviosos: enero-febrero y julio-agosto (Jaramillo y Kogson, 1994). Los valores anuales de precipitación están entre 2.000 y 2.500mm.año⁻¹, pero en la parte oriental de la Cordillera Central se han reportado las mayores precipitaciones las cuales superan los 3.000mm.año⁻¹. En promedio ocurren 498 eventos de lluvia al año con valores extremos de 728 y 353 lluvias; las intensidades máximas de lluvia en 5 minutos presentan valores poco variables, con un 80% de probabilidad el valor es de 7,0mm; las intensidades máximas más frecuentes están entre 53 a 74mm.h⁻¹, con una media de 64mm.h⁻¹ (Jaramillo, 1986).

1.2 Vegetación

En la zona central cafetera comprendida por los departamentos de Caldas, Quindío y Risaralda se encuentran aproximadamente 178.200ha sembradas con café, de las cuales 81.900ha corresponden a Caldas, 52.900ha a Risaralda y 43.400ha a Quindío. Según estadísticas cafeteras, cerca de 115.600ha se encuentran cultivadas con café de la variedad Típica sin trazo o Típica con densidad menor a 2.500 árboles.ha⁻¹ y 772.100ha con cultivos tecnificados al sol o sombra con variedades Colombia, Castillo o Caturra; con referencia al sistema de producción, actualmente se encuentran 430.300ha sembradas con café a plena exposición solar y 457.200ha con sombra parcial (FEDERACAFÉ, 2011), generalmente cultivos de plátano (*Musa sp.*). Otras coberturas corresponden a gramíneas (pastos), algunos frutales como cítricos (*Citrus sp.*), aguacate (*Persea*

americana), cultivos transitorios de maíz (*Zea mays*) y frijol (*Phaseolus vulgaris*) y en menor extensión bosques secundarios y rastrojos.

1.3 Selección de los sitios de estudio

Para la selección de los sitios de estudio se tuvieron en cuenta tres criterios generales: Suelos representativos y localizados dentro de la zona cafetera; suelos derivados de cenizas volcánicas y situados en terrenos de ladera, teniendo en cuenta que el grado de inclinación de la pendiente de los suelos cultivados con café en la zona cafetera colombiana es muy variable, desde terrenos moderadamente escarpados (pendientes del 13 – 25%) hasta muy escarpados (>55%) y específicamente se tuvo en cuenta el grado de evolución de las cenizas volcánicas, este factor sumado con la distancia a la cual es depositada la ceniza, determina la distribución de partículas de los suelos derivados de cenizas volcánicas (Shoji *et al.* 1993). Con base en los criterios anteriores se seleccionaron dos *Andisoles* localizados, uno en la Estación Experimental Naranjal y otro en la Hacienda Maracay.

1.3.1 Estación Experimental Naranjal

La Estación Central Naranjal ubicada en la región cafetera central de Colombia, cuenta con una superficie de 198,8ha y de propiedad de la Federación Nacional de Cafeteros de Colombia (FEDERACAFÉ), es el centro investigativo principal para el desarrollo y transferencia de tecnología sobre café y otros cultivos de diversificación por parte del Centro Nacional de Investigaciones de Café (CENICAFÉ) el cual es el programa de investigación científica de FEDERACAFÉ. Naranjal está localizada sobre la vertiente occidental de la Cordillera Central (4°59'

Norte y 75°39' Oeste) a 1.400msnm, en el municipio de Chinchiná departamento de Caldas. Colombia (Figura 1.2).

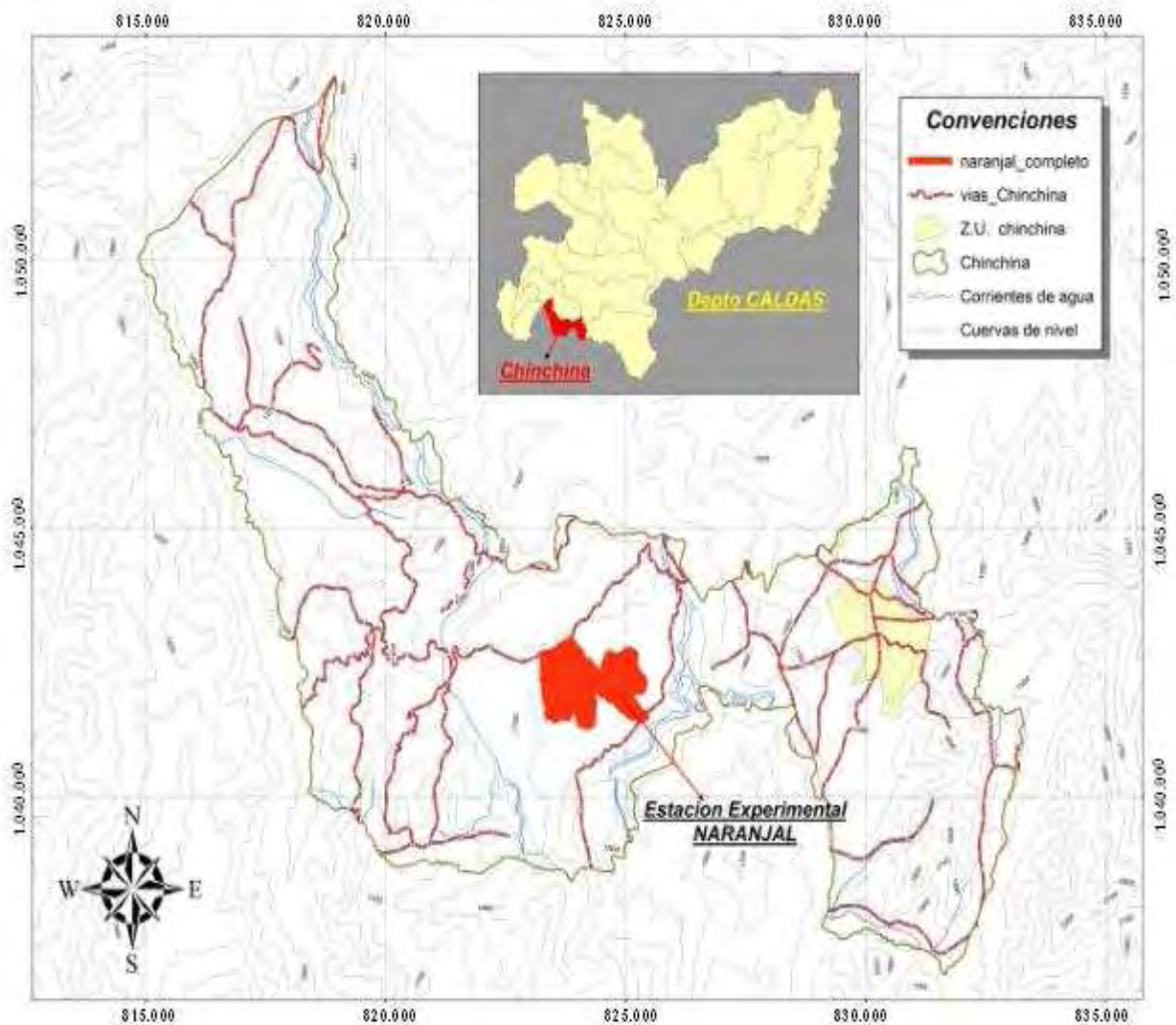


Figura 1.2 Localización de la Estación Experimental Naranjal, municipio de Chinchiná, departamento de Caldas, Colombia.

- Geología y fisiografía

Naranjal se encuentra sobre las formaciones geológicas de la Cordillera Central, sobre la terraza de Chinchiná (IGAC, 1962), la cual está compuesta por depósitos fluvio-glaciales, aluvio-torrenciales y piroclásticos de naturaleza heterogénea que constituyen el substrato geológico sobre el cual se depositaron capas de diferentes espesores de cenizas volcánicas, la cual constituye el material parental de los suelos de esta región. Se distinguen dos fisiografías contrastantes, una parte plana y otra pendiente que constituyen subpaisajes. Presenta áreas con pendientes entre 0-25% con longitudes entre 25 a 30m y valles en forma de V, que son producto de la disección de la terraza, conformando los drenajes que conducen las aguas de escorrentía (Figura 1.3).



Figura 1.3 Fisiografía de los suelos de la unidad Chinchiná.

- Clima

La temperatura media anual en la Estación Experimental Naranjal es de 20,8°C, con variaciones entre 2 y 4% a través del año, el promedio anual de la humedad relativa del aire es del 78% oscilando entre el 76% en los periodos enero-marzo y julio-agosto y del 80% en las épocas más lluviosas del año, el brillo solar alcanza en promedio 1817 horas de sol por año, equivalentes al 41% de la radiación posible para este lugar. El régimen de lluvias es de tipo bimodal con dos periodos lluviosos en marzo a junio y septiembre a noviembre y dos periodos menos lluviosos entre diciembre y febrero y entre julio a agosto, con precipitación media de 2646mm.año⁻¹ y variaciones entre 145 y 313mm por mes (Jaramillo, 1986). En las Figuras 1.4 y 1.5, se presentan datos históricos y del año 2009 de la precipitación, temperaturas mínima, media y máxima a escala mensual, observados en la Estación Central Naranjal (CENICAFÉ, 2010).

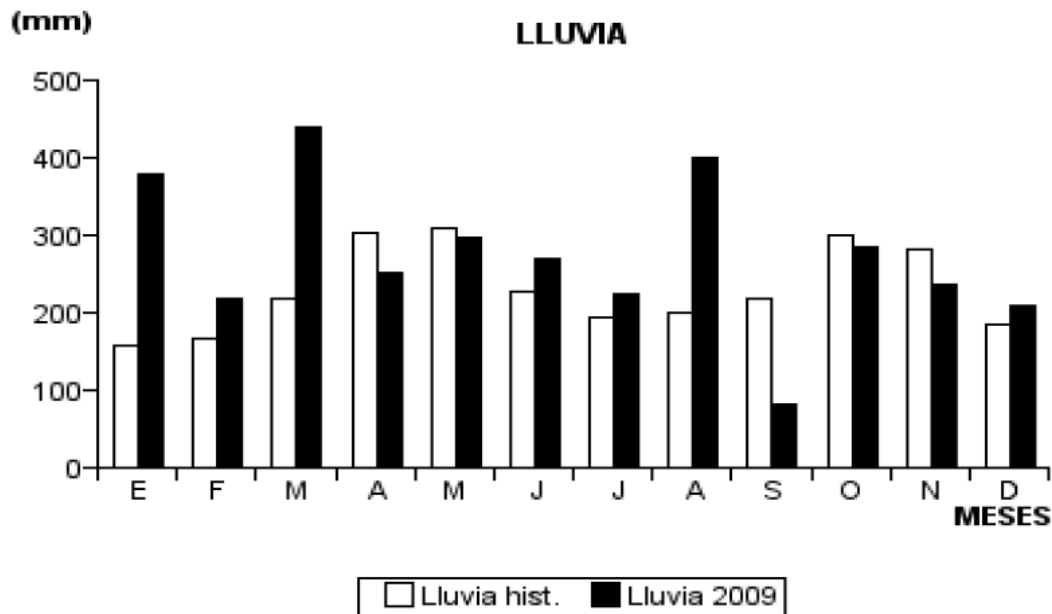


Figura 1.4 Lluvia histórica y del año 2009, registradas en la Estación Experimental Naranjal.

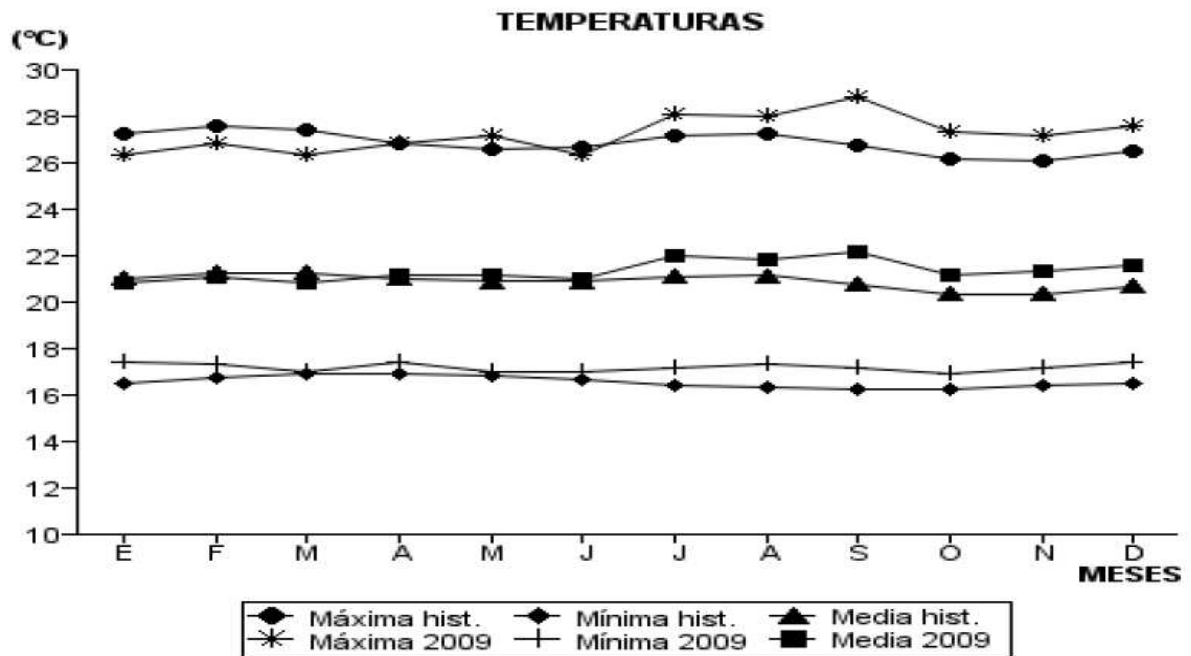


Figura 1.5 Temperaturas máxima, media y mínima históricas y del año 2009, registradas en la Estación Experimental Naranjal.

▪ Suelos

Según la clasificación taxonómica del USDA (Soil Survey Staff, 2006), los suelos de la Estación Experimental Naranjal, se clasifican como *Typic Hapludand Medial Isotérmico* y según los estudios de suelos por unidad de uso y manejo de Federacafé (Grisales *et al.* 1982), se clasifican como unidad Chinchiná. En la Figura 1.6, se muestra un perfil modal de suelo de la unidad Chinchiná, tomado en uno de los puntos de muestreo en la Estación Experimental Naranjal y en la Tabla 1.1, se presentan las características del suelo necesarias para la clasificación taxonómica de los suelos de la localidad Naranjal.

Los suelos de la unidad Chinchiná, son muy profundos, ricos en materia orgánica, bien drenados y bien aireados, de color negro a pardo muy oscuro en la superficie y pardo amarillento en profundidad, baja densidad aparente, alta retención de

humedad, pH ácido, alta retención de fosfatos, bajos contenidos de K, Ca, Mg y alta CIC. La unidad de suelo Chinchiná, es una de las más extensas y con mayor potencial productivo de la zona cafetera central de Colombia (Suárez *et al.*, 1994).

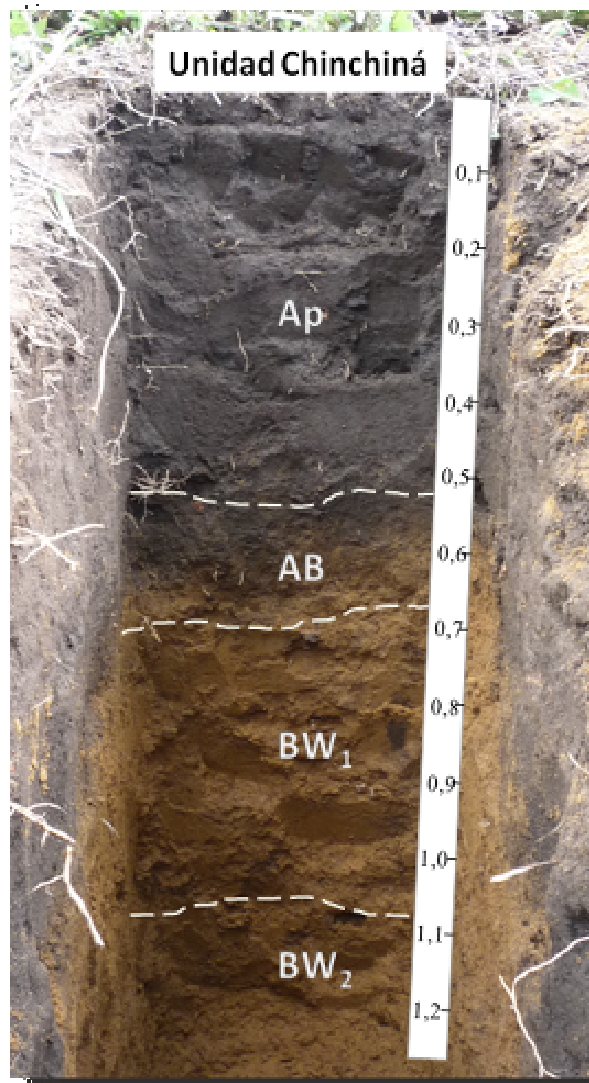


Figura 1.6 Perfil modal, suelos de la unidad Chinchiná, tomado en la Estación Experimental Naranjal.

Tabla 1.1 Variables para la descripción taxonómica de los suelos de la Estación Experimental Naranjal.

| Variable | Horizonte | | |
|---|----------------------|-----------|----------------------|
| | <i>A_p</i> | <i>AB</i> | <i>B_w</i> |
| Espesor (cm) | 45 | 20 | 55 |
| Retención fosfórica (%) | 70 | 81 | 84 |
| Al + 0,5 de Fe en oxalato (%) | 2,19 | 2,35 | 2,73 |
| Índice melánico | 1,88 | ND | ND |
| pH en fluoruro de sodio 1:50 | 10,5 | 10,2 | 9,6 |
| Densidad aparente (g.cm ⁻³) | 0,69 | 0,83 | 0,86 |
| Vidrio volcánico* (%) | 29 | 32 | 27 |
| Alófana* (%) | 4,6 | 6,9 | 9,7 |
| Relación Al/Si* | ND | 2/1 | 1/7 |

*IGAC (1991), ND=No detectable.

- Características mineralógicas

Las cenizas volcánicas de la región de Caldas pertenecen al grupo de las andesitas y en algunos sectores a las cuarzo andesitas. La fracción arcilla está dominada por alófana, seguido por aloisita; la fracción arenosa está dominada por feldespatos del grupo de las plagioclasas, cuya proporción varía del 45 al 55%, seguido por el vidrio volcánico (17 al 25%), los anfíboles (7 al 16%) y los piroxenos (5 al 11%) (IGAC, 1991). La poca alteración de sus minerales, muestra el poco grado de evolución de estos suelos.

- Descripción de perfiles de suelos de Naranjal

Perfil I. Zona Plana

Unidad taxonómica: *Typic Hapludand Medial Isotérmico*.

Unidad de uso y manejo: Chinchiná.

Localización: Estación Experimental Naranjal, en un terreno ubicado cerca a la casa principal cuyas coordenadas son, 4°58'21,4" N y 75°39'13" O.

Altitud: 1.400msnm.

Posición geomorfológica: Parte plana de la terraza, en el límite con la ladera.

Topografía: Pendiente del 20%.

Material parental: Cenizas volcánicas.

Uso actual: Terreno desnudo, antes café a plena exposición solar.

Régimen de humedad del suelo: Údico.

Régimen de temperatura del suelo: Isotérmico.

Profundidad efectiva: Muy profundo.

Condición de drenaje: Moderadamente bien drenado, externo medio, interno medio natural.

Descripción de horizontes:

- *Ap.* 0 a 45cm de profundidad, color en húmedo negro (10YR2/1), textura en laboratorio franca, estructura en bloque subangulares gruesos y medianos, moderados, consistencia en húmedo friable, en mojado ligeramente pegajosa y no plásticos, abundantes poros gruesos, medianos y finos, buen drenaje interno, externo medio, abundante actividad de microorganismos, reacción fuerte al fluoruro de sodio, pH 4,8, límite gradual y ondulado.
- *AB.* 45 – 65cm, color en húmedo pardo oscuro (10YR3/3), textura franca en laboratorio, estructura en bloque subangulares gruesos y medianos, moderados, consistencia en húmedo friable, en mojado ligeramente pegajosa y ligeramente plástico, abundantes poros medianos y finos, abundante actividad de microorganismos, fuerte reacción al fluoruro de sodio, pH 4,8 límite gradual y ondulado.

- *BW₁*. 65 – 110cm, color en húmedo pardo amarillento (10YR5/4), textura franca arenosa en laboratorio, estructura en bloques subangulares gruesos y medianos, moderados, consistencia en húmedo friable, en mojado ligeramente pegajosa y ligeramente plástica, pocos poros medianos y finos, baja actividad de microorganismos, presencia de krotovinas, fuerte reacción al fluoruro de sodio, pH 5,0, límite ondulado claro.
- *BW₂*. 110Xcm. Color en húmedo pardo amarillento (10YR5/8), textura franco arenosa en laboratorio, estructura en bloques subangulares gruesos y medianos, débiles, consistencia en húmedo friable, en mojado ligeramente pegajosa y ligeramente plástica, pocos poros finos, baja actividad de microorganismos, pH 5,2.

Perfil III. Zona de ladera

Unidad de uso y manejo: Chinchiná.

Unidad taxonómica: *Typic Hapludand Medial Isotérmico*.

Localización: Estación Experimental Naranjal, en un terreno ubicado cerca a la base de la ladera con coordenadas son 4°58'21,9" N y 75°39'13" O.

Altitud: 1400msnm.

Posición geomorfológica: Cerca a la base de la pendiente, antes de llegar a la zona de drenaje natural.

Topografía: Pendiente del 70%.

Material parental: Cenizas volcánicas.

Uso actual: Terreno desnudo, antes café a plena exposición solar.

Régimen de humedad del suelo: Údico.

Régimen de temperatura del suelo: Isotérmico.

Profundidad efectiva: Muy profundo.

Condición de drenaje: Bien drenado, externo rápido, interno medio.

Descripción de horizontes:

- *Ap.* 0 a 35cm de profundidad, color en húmedo negro (10YR2/1), textura en laboratorio franca, estructura en bloques subangulares gruesos y medianos, moderados, consistencia en húmedo friable, en mojado ligeramente plásticos y pegajosos, abundantes poros gruesos, medianos y finos, abundante actividad de macro y mesoorganismos, presencia abundante de raíces gruesas y finas, reacción fuerte al fluoruro de sodio, pH 4,6, límite gradual y ondulado.
- *AB.* 35 – 50cm, color en húmedo pardo grisáceo muy oscuro (10RY3/2), textura franca en laboratorio, estructura en bloques subangulares gruesos y medianos, moderados, consistencia en húmedo friable, en mojado ligeramente pegajosa y ligeramente plástico, abundantes poros medianos y finos, abundante actividad de microorganismos, abundantes raíces finas, fuerte reacción al fluoruro de sodio, pH 4,8 límite gradual y ondulado.
- *BW₁.* 50 – 100cm, color en húmedo pardo amarillento oscuro (10YR4/4), textura franco limosa en laboratorio, estructura en bloques subangulares gruesos y medianos, moderados, consistencia en húmedo friable, en mojado ligeramente pegajosa y ligeramente plástica, pocos poros medianos y finos, baja actividad de microorganismos, presencia de krotovinas, fuerte reacción al fluoruro de sodio, pH 5,0, límite ondulado difuso.
- *BW₂.* 100Xcm. Color en húmedo pardo amarillento oscuro (10YR4/6), textura franco limosa en laboratorio, estructura en bloques angulares y subangulares gruesos débiles, consistencia en húmedo friable, en mojado ligeramente pegajosa y ligeramente plástica, pocos poros finos, baja actividad de microorganismos, pH 5,2.

1.3.2 Hacienda Maracay

La hacienda Maracay de propiedad de FEDERACAFÉ, tiene un área de 14,77ha las cuales en su mayoría se usan para la propagación de semillas de café, para ser distribuida entre los caficultores; además se utiliza para la transferencia de tecnología a los caficultores. Maracay está localizada en el municipio de Quimbaya, departamento del Quindío, en la vertiente occidental de la Cordillera Central a 4°36' Norte y 75°44' Oeste, en la cuenca del río La Vieja a una altitud de 1.450msnm. En la Figura 1.7, se muestra la localización geográfica de la hacienda Maracay y en la Figura 1.8, se muestran los sitios donde se llevaron a cabo las mediciones.

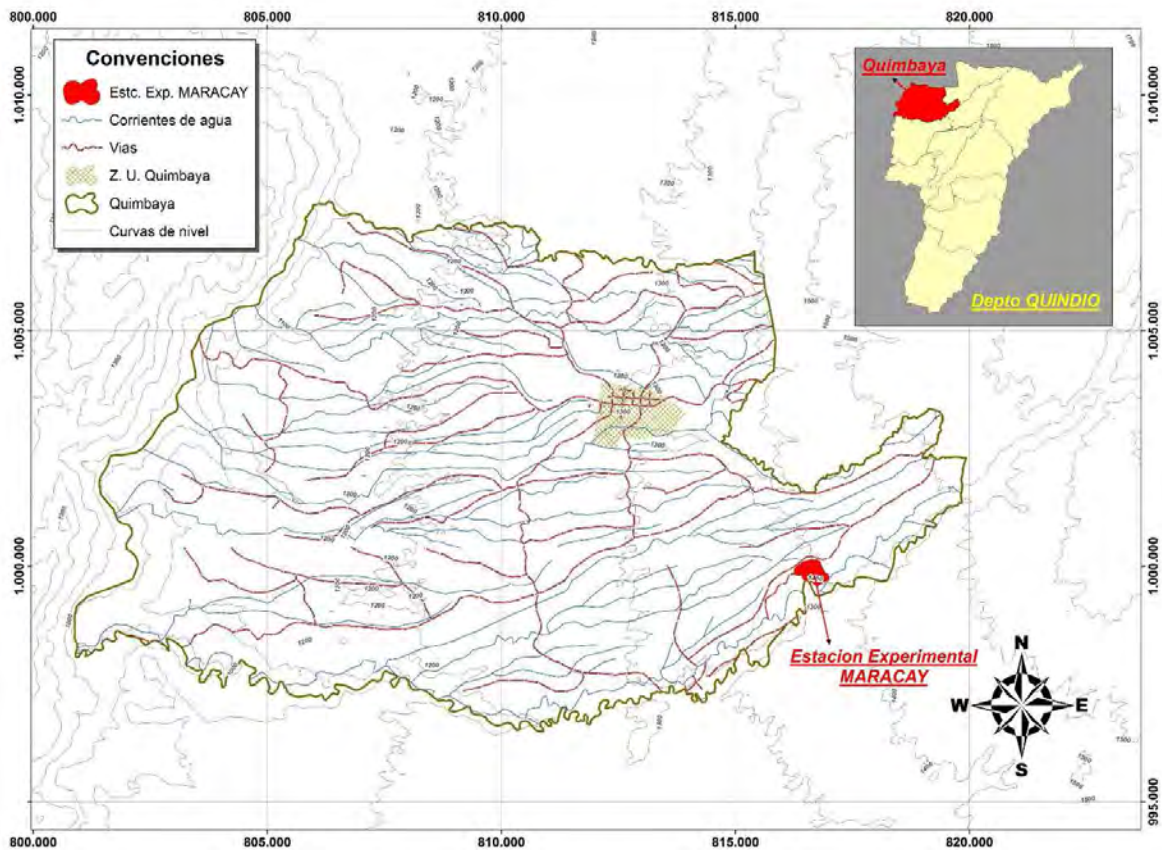


Figura 1.7 Ubicación de la Hacienda Maracay, municipio de Quimbaya, departamento del Quindío, Colombia.



Figura 1.8 Sitios de muestreo en la hacienda Maracay, suelos de la unidad Montenegro.

- Geología y fisiografía

La base geológica de la zona está constituida por derrames de diabasas a lo largo del flanco occidental de la cordillera Central (Grisales *et al.* 1982) con acumulación de depósitos de cenizas volcánicas del Neoterciario y Cuaternario, los cuales han suavizado el relieve sobre el basamento de las rocas. Fisiográficamente, la zona está conformada por abanicos fluvio-glaciales, con relieve de lomas redondeadas y alargadas, con cimas planas y taludes empinados, entre las lomas aparecen áreas con depresiones con pendientes suaves.

- **Clima**

El clima se clasifica como templado húmedo con temperatura media 22,5°C, humedad relativa por encima del 80%, precipitación media anual de 2000mm, el régimen de lluvias es de tipo bimodal con un periodo seco principal en los meses de junio, julio y agosto y un segundo periodo seco menos intenso en los meses de enero y febrero. El brillo solar alcanza en promedio 1300 horas de sol por año (Palacios y Bravo, 1984). En las Figuras 1.9 y 1.10, se presentan la precipitación y temperaturas mínima, media y máxima, registradas en la hacienda Maracay.

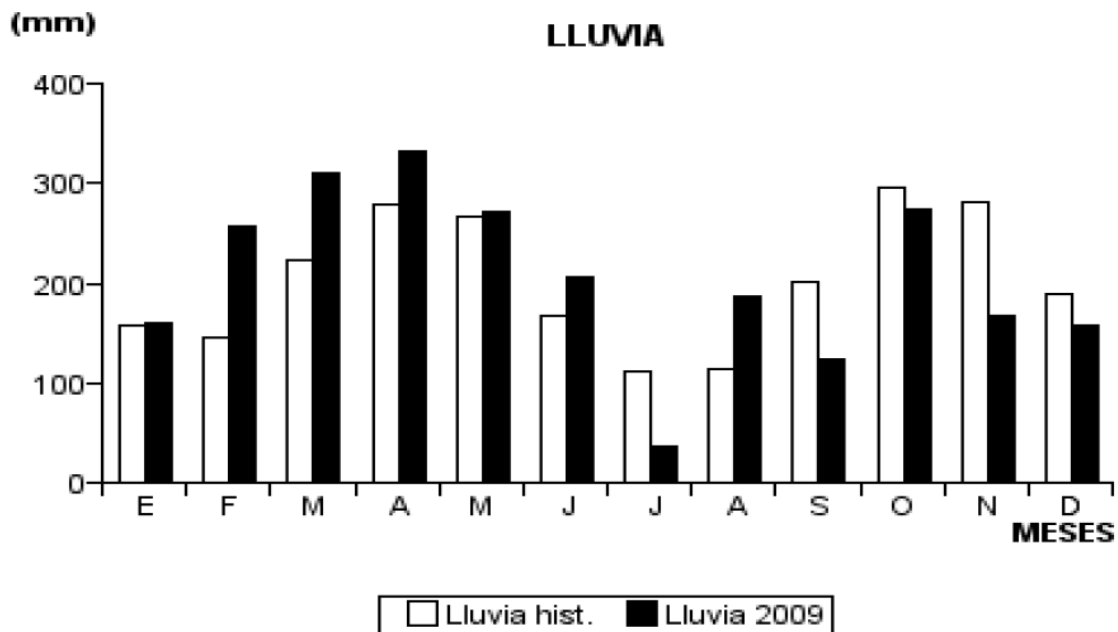


Figura 1.9 Lluvia histórica y del año 2009, registradas en la hacienda Maracay.

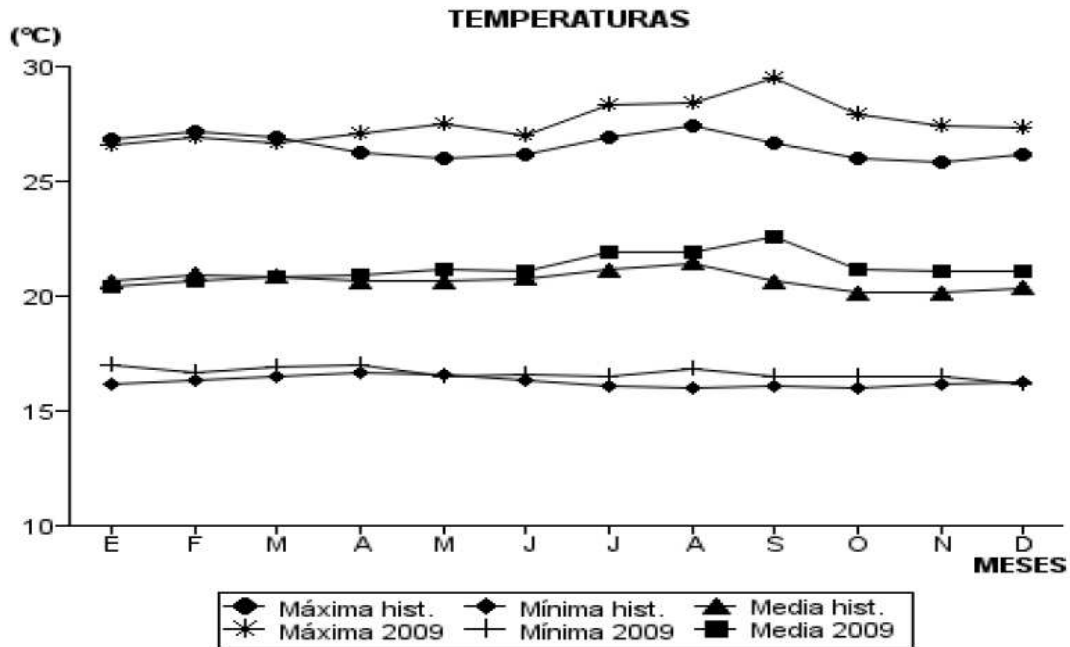


Figura 1.10 Temperaturas máxima, media y mínima históricas y del año 2009, registradas en la hacienda Maracay.

▪ Suelos

Según la clasificación taxonómica del USDA (Soil Survey Staff, 2006), los suelos de la Hacienda Maracay, se clasifican como *Typic Melanudand Medial Isotérmico*, y de acuerdo con su capacidad de uso y manejo como unidad Montenegro (Grisales *et al.*, 1982), son suelos profundos, fuerte a ligeramente ácidos, pobres en bases, contenido de materia orgánica de medio a bajo, textura franco arenosa a franco arcillo arenosa, baja retención de humedad. En la Figura 1.11, se muestra un perfil modal del suelo de la unidad Montenegro, tomado en uno de los puntos de muestreo de la Estación Experimental Maracay y en la Tabla 1.2, se presentan las características del suelo necesarias, para la clasificación taxonómica de los suelos de la localidad Maracay.

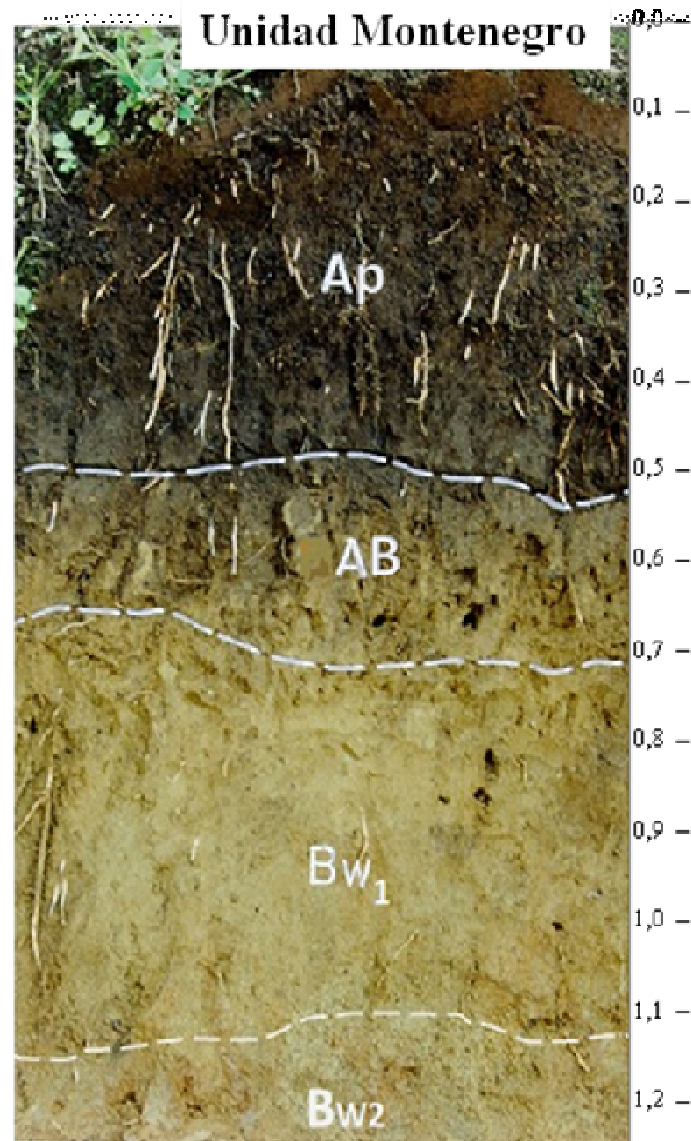


Figura 1.11 Perfil modal, suelos de la unidad Montenegro, tomado en la Hacienda Maracay.

- Propiedades mineralógicas

El análisis de la fracción arena muestra predominio de feldspatos (plagioclasa) con contenidos hasta del 57%, anfíboles abundantes, vidrio volcánico alcanza valores hasta del 26%, baja presencia de cuarzo (3-11%). Otros como las micas y

piroxenos muestran contenidos de 14 y 3%, respectivamente. En la fracción arcilla está constituida por predominio de materiales amorfos, que de acuerdo con las características del suelo como alta retención de fósforo, pH ácido, baja saturación de bases, CIC alta, permiten inferir que corresponde a la alófana es el principal componente de la fracción arcilla (IGAC, 1991).

Tabla 1.2 Variables que se tuvieron en cuenta para la descripción taxonómica de los suelos de la Estación Experimental Naranjal.

| Variable | Horizonte | | |
|---|----------------------|-----------|----------------------|
| | <i>A_p</i> | <i>AB</i> | <i>B_w</i> |
| Espesor (cm) | 40 | 250 | 60 |
| Retención fosfórica (%) | 82 | ND | ND |
| Índice melánico | 1,62 | ND | ND |
| pH en fluoruro de sodio 1:50 | 10,5 | 10,2 | 9,6 |
| Densidad aparente (g.cm ⁻³) | 0,69 | 0,83 | 0,86 |
| Vidrio volcánico* (%) | 29 | 32 | 27 |
| Alófana* (%) | 4,6 | 6,9 | 9,7 |
| Relación Al/Si* | ND | 2/1 | 1/7 |

*IGAC (1991), ND=No detectable.

- Descripción de perfiles de suelos de Maracay

Perfil I. Zona ligeramente inclinada

Unidad taxonómica: *Typic Melanudand Medial Isotérmico*.

Unidad de uso y manejo: Montenegro.

Localización: Hacienda Maracay, en un terreno ubicado cerca a la zona de recreación, cuyas coordenadas son 4°36' Norte y 75° 44' Oeste.

Altitud: 1450msnm.

Posición geomorfológica: Parte plana de las lomas alargadas.

Topografía: Pendiente del 20%.

Material parental: Cenizas volcánicas.

Uso actual: Café a plena exposición solar.

Régimen de humedad del suelo: Údico.

Régimen de temperatura del suelo: Isotérmico.

Profundidad efectiva: Muy profundo.

Condición de drenaje: Bien drenado, externo medio, interno rápido, natural.

Descripción de horizontes:

- *Ap.* 0 a 48cm de profundidad, color en húmedo gris muy oscuro (10YR3/1), textura en laboratorio franca, estructura en bloques subangulares medios y gruesos moderados, consistencia en húmedo friable, en mojado ligeramente pegajosa y ligeramente plástico, abundantes poros gruesos, medianos y finos, abundante actividad de microorganismos, reacción fuerte al fluoruro de sodio, pH 5,0, límite claro y plano.
- *AB.* 48 – 65cm, color en húmedo pardo grisáceo muy oscuro (10YR3/2), textura franco arenosa en laboratorio, estructura en bloque subangulares finos y medios, moderados, consistencia en húmedo friable, en mojado ligeramente pegajosa y ligeramente plástico, pocas raíces finas, fuerte reacción al fluoruro de sodio, pH 5,5, límite claro y plano.
- *BW₁.* 65 – 100cm, color en húmedo pardo oscuro (10YR3/3), textura franca arenosa en laboratorio, estructura en bloques subangulares medios y finos, moderados, consistencia en húmedo friable, en mojado ligeramente pegajosa y ligeramente plástica, pocos poros medianos y finos, baja actividad de microorganismos, fuerte reacción al fluoruro de sodio, pH 6,0, límite abrupto y plano.

- *BW₂*. 100Xcm. Color en húmedo amarillento oscuro (10YR4/1), textura arenosa en laboratorio, en húmedo muy friable, en mojado ligeramente pegajosa y ligeramente plástica, pocos poros finos, baja actividad de microorganismos, reacción intensa al fluoruro de Na, pH 6,0.

Perfil II. Zona de ladera

Unidad taxonómica: *Typic Melanudand Medial Isotérmico*.

Unidad de uso y manejo: Montenegro.

Localización: Hacienda Maracay, en un terreno ubicado cerca a la cancha de fútbol.}

Altitud: 1450msnm.

Posición geomorfológica: Parte media de la ladea (lomas alargadas).

Topografía: Pendiente del 70%.

Material parental: Cenizas volcánicas.

Uso actual: Café a plena exposición solar.

Régimen de humedad del suelo: Údico.

Régimen de temperatura del suelo: Isotérmico.

Profundidad efectiva: Muy profundo.

Condición de drenaje: Bien drenado, externo medio, interno rápido, natural.

Descripción de horizontes:

- *A_p*. 0 a 40cm de profundidad, color en húmedo negro (10YR2,5/1), textura en laboratorio franca arenosa, estructura granular y en bloques subangulares finos y medios moderados, consistencia en húmedo friable, en mojado ligeramente pegajosa y ligeramente plástico, abundantes poros gruesos, medianos y finos, abundante actividad de microorganismos, reacción fuerte al fluoruro de sodio, pH 4,8, límite claro y plano.

- *AB.* 40 – 85cm, color en húmedo pardo grisáceo muy oscuro (10YR3/2), textura franco arenosa en laboratorio, estructura en bloque subangulares finos y medios, moderados, consistencia en húmedo friable, en mojado ligeramente pegajosa y ligeramente plástico, pocas raíces finas, reacción ligera al fluoruro de sodio, pH 5,3. límite claro y plano.
- *BW₁.* 65 – 100cm, color en húmedo pardo amarillento oscuro (10YR4/3), textura franca arenosa en laboratorio, estructura granular y en bloques subangulares medios, moderados, consistencia en húmedo friable, en mojado ligeramente pegajosa y ligeramente plástica, pocos poros medianos y finos, baja actividad de microorganismos, fuerte reacción al fluoruro de sodio, pH 5,0, límite abrupto y plano.
- *BW₂.* 100Xcm. color en húmedo pardo amarillento oscuro (10YR4/3), textura arenosa en laboratorio, en húmedo muy friable, en mojado ligeramente pegajosa y ligeramente plástica, pocos poros finos, baja actividad de microorganismos, reacción intensa al fluoruro de Na, pH 6,0.

Referencias

CENICAFÉ. 2010. Anuario meteorológico cafetero 2009, Chinchiná, Cenicafé. 568 p.

Cortes, L.A. 1982. Geografía de los suelos de Colombia, Universidad de Bogotá Jorge Tadeo Lozano, Bogotá, Colombia. 161 p.

FEDERACAFÉ 1997. Sistema de Información Cafetera, Encuesta Nacional Cafetera, Estadísticas Cafeteras. Informe Final. Bogotá, Colombia, FNC. 178 p.

FEDERACAFÉ 2011. Información Estadística Cafetera, Consulta en línea: http://www.federaciondefcafeteros.org/particulares/es/quienes_somos/119_estadisticas_historicas/. Agosto de 2011.

Grisales, G.A. 1977. Suelos de la zona cafetera, clasificación y uso. Bogotá, Colombia, Fondo Cultural Cafetero. 154 p.

Grisales, G.A., Álvarez, O.J., Chavarriaga, J., Olarte, O., Quevedo, A. 1982. Estudio de zonificación y uso potencial del suelo en la zona cafetera del departamento de Caldas. Federacafé, Bogotá, Colombia, FNC. 309 p.

IGAC. 1962, Levantamiento agrológico de la zona cafetera central dCaldas, Bogotá, Colombia, IGAC. 49 p.

IGAC. 1991. Génesis y taxonomía de los Andisoles colombianos. Investigaciones, Volumen 3, No. 1. Santafé de Bogotá, Colombia, IGAC. 118 p.

Jaramillo, R.A. 1986. Características climáticas de la zona cafetera colombiana. *In*: Tecnología del cultivo del café, Chinchiná, Colombia, Cenicafé. pp. 7-55.

Jaramillo, R.A., Kogson, J.F. 1994, Características de las lluvias máximas en la zona cafetera colombiana. Cenicafé 45(1), 25-34.

Palacios, F.A., Bravo, G.E. 1984. Estudio detallado de suelos de la hacienda Maracay, municipio de Quimbaya, departamento del Quindío, Bogotá, Colombia, FNC. 91 p.

Shoji, S., Nanzyo, M., Dahlgren, R. 1993. Volcanic ash soils: genesis, properties and utilization. Amsterdam, Holanda, Elsevier. 288 p.

Soil Survey Staff. 2006. Keys to Soil Taxonomy, 10th ed. USDA-Natural Resources Conservation Service, Washington, DC. 341 p.

Suárez, V.S., Álvarez, J.O., Baldión, R.J. 1994. Estudio detallado de suelos y clima de la Estación Central Naranjal, Chinchiná, Colombia, Cenicafé. 87 p.

Capítulo 2

2. Caracterización de las propiedades hidrofísicas de dos *Andisoles* en condiciones de ladera

2.1 Introducción

El suelo es un sistema de gran complejidad, heterogéneo, disperso y cambiante en el espacio y el tiempo. Como un cuerpo trifásico donde se mezclan materiales sólidos, líquidos (agua), gaseosos (aire) y coloidal, muestra gran dinamismo. La composición y proporción como estos componentes se encuentran en el suelo determinan sus propiedades físicas, y su adecuada relación determina su capacidad de uso, es decir, de permitir el crecimiento de las plantas y la disponibilidad de agua y nutrientes para ellas. Se considera necesario entonces, conocer las propiedades físicas del suelo, para entender en qué medida y cómo influyen en el crecimiento de las plantas, conocer la manera como la actividad humana puede llegar a modificarlas, y comprender la importancia de mantener las mejores condiciones físicas del suelo, impidiendo su degradación o pérdida.

Las funciones del suelo como la productividad, la infiltración, la regulación de flujos de agua, el control sobre los ciclos de nutrientes y el soporte estructural y la resistencia a degradación, son el resultado de la interacción de las diversas propiedades del suelo; es decir de sus propiedades físicas, químicas y biológicas, las que a su vez indican que tan adecuadamente un suelo funciona y que tan

susceptible es a la alteración (Gregorich *et al.*, 1994; Karlen *et al.*, 1997; Stenberg, 1999; Franzluebbers *et al.*, 1999; Singer y Ewing, 2000). Estas propiedades a su vez controlan la dirección y la velocidad de los flujos de agua y nutrientes en los suelos (Rawls *et al.*, 1991).

Procesos como la erosión y los deslizamientos, especialmente en condiciones de ladera, están altamente relacionados con el inapropiado manejo y la no adopción de prácticas sostenibles; sin embargo algunos suelos parecen ser mas susceptibles a estos procesos que otros, lo cual parece estar relacionado con sus propiedades físicas y químicas (Barthes y Roose, 2002; Bernal *et al.*, 2008). Por su parte la susceptibilidad del suelo a la escorrentía y a la erosión están estrechamente relacionada con la estabilidad de los agregados de la superficie del suelo y la falta de continuidad de los poros del suelo (Pagliai *et al.*, 2004).

La manera como se distribuye y almacena el agua en el suelo es importante desde el punto de vista agronómico y ambiental, ya que el agua del suelo es considerada una propiedad dinámica que afecta reacciones químicas y procesos físicos y biológicos que ocurren dentro del suelo y fuera de este y que influyen en la nutrición, crecimiento y desarrollo de las plantas, en la regulación hidrológica y entre otros en la pérdida de agua y elementos químicos hacia estratos profundos.

Durante los últimos años ha tenido un considerable progreso el desarrollo de modelos analíticos y numéricos que explican los procesos de transferencia de agua y solutos a través del perfil del suelo. Sin embargo, para el caso de los suelos de ladera, especialmente aquellos derivados de cenizas volcánicas, este desarrollo ha sido mucho menor, presentándose algunos vacíos en el entendimiento del movimiento del agua en el suelo, con aplicaciones de modelos desarrollados para terrenos de baja pendiente o planos, lo que ha generado errores en sus predicciones (Tobón *et al.*, 2001; Tobón *et al.*, 2010).

Entender la dinámica del agua en los suelos es de gran importancia, tanto agronómica como ambientalmente, lo cual permita un uso y manejo adecuado del recurso suelo, evitando su degradación y pérdida. La dinámica del agua en suelos de ladera presenta condiciones particulares, ya que estos suelos exhiben propiedades físicas e hidráulicas únicas, que sumadas a las condiciones de ladera y al grado de anisotropía propio de los suelos, influyen en procesos hidrológicos como la escorrentía, infiltración, evaporación y redistribución del agua en el suelo (van Genuchten, 2001). Para caracterizar los procesos hidrológicos en el suelo es necesario determinar las propiedades físicas e hidráulicas de estos. Por lo tanto la modelación del flujo de agua en estos suelos requiere de una detallada determinación y comprensión de las propiedades físicas e hidráulicas del suelo y de las relaciones entre estas.

Algunas de las propiedades que tienen mayor incidencia en el flujo del agua en el suelo son la textura, la densidad aparente, la estructura, la porosidad, el contenido de materia orgánica, entre otras (Arya y Paris, 1981; Haverkamp y Parlange, 1986; Reynolds y Zebchuk, 1996; Rawls *et al.*, 2003; Bormann, 2010; Kodesova *et al.*, 2011). A partir de estas propiedades es posible estimar indirectamente las características hidráulicas del suelo. En términos generales se han desarrollado tres tipos de métodos indirectos: modelos basados en la distribución del tamaño de poros, métodos inversos y funciones de pedotransferencia (Gardner, 1958; Brooks y Corey, 1964; van Genuchten, 1980; Saxton *et al.*, 1986; Rawls *et al.*, 1991; Mermoud y Xu, 2006).

Entre estos métodos, el que ha alcanzado un mayor desarrollo y aplicabilidad es el de las funciones de pedotransferencia, el cual depende de algunos parámetros empíricos para su calibración y de la medición de algunas propiedades por medio de ensayos en campo o laboratorio. Actualmente existen limitaciones para la medición de dichas propiedades, debido principalmente a la no linealidad de las funciones de humedad contra succión y de conductividad hidráulica; sin embargo una posible solución al problema es emplear modelos matemáticos que

representen las propiedades hidráulicas del suelo en todos los estados de humedad.

Se han propuesto por lo tanto diversas funciones, una de las más conocidas es la presentada por Brooks y Corey (1964), la cual plantea una función para estimar la humedad con relación a la succión, utilizando además las variables contenido de humedad residual y saturada y dos parámetros (α y λ) relacionados con la presión de entrada de aire al suelo y con la distribución de poros. Van Genuchten (1980) presentó igualmente una función, la cual depende de las mismas variables y de tres parámetros empíricos α , m n que afectan la forma de la curva de humedad. Fredlund y Xing (1994) desarrollaron una ecuación a partir de las mismas variables y de tres parámetros de ajuste, la cual permite describir la humedad en función de la succión para diferentes condiciones de humedad en el suelo.

Algunos estudios llevados a cabo en *Andisoles*, donde se aplicó la función sugerida por van Genuchten (1980), indican que las mayores diferencias entre los datos de laboratorio y las predicciones de este modelo se presentaron en la parte más húmeda de la curva, donde la función sobrestima la capacidad de estos suelos para retener la humedad (Williams *et al.*, 1992; Fontes *et al.*, 2004; Pochet *et al.*, 2007). Otros modelos como el de Brooks y Corey (1964) han presentado diferencias importantes frente a valores reales de la CRH (Mermoud y Xu, 2006). Por el contrario, el modelo sugerido por Fredlund y Xing (1994) parece ajustarse mejor a las condiciones húmedas de los *Andisoles*, donde se presenta la mayor parte del flujo de agua en estos suelos.

Una de las razones por las cuales aun no se ha generalizado la aplicación de estas funciones para los suelos del trópico, radica en el hecho que la información existente sobre las propiedades físicas e hidráulicas de los suelos de ladera y derivados de ceniza volcánica, es aún escasa y la poca que existe no tiene el nivel de detalle que permita la aplicación de dichas funciones hidráulicas, para una mejor comprensión del flujo del agua y los nutrientes en el suelo. Esto explica

además, la falta de estudios relacionados con la modelación de los flujos de agua en suelos de ladera, especialmente aquellos derivados de ceniza volcánica.

De acuerdo con lo anterior, este capítulo tiene como objetivo presentar los resultados de la caracterización de las propiedades físicas e hidráulicas, que influyen en el comportamiento hidrodinámico de los suelos de ladera derivados de cenizas volcánicas en la zona cafetera colombiana; lo cual permita entender y modelar la manera como fluye el agua y los nutrientes en estos suelos.

2.2 Metodología

2.2.1 Sitios de estudio

Para la caracterización de las propiedades físicas e hidráulicas, se seleccionaron dos clases de suelos derivados de cenizas volcánicas clasificados como *Typic Hapludand* (unidad Chinchiná) y *Typic Melanudand* (unidad Montenegro), los cuales son representativos de la región cafetera central de Colombia. Estos suelos se encuentran en la Estación Experimental Naranjal del Centro Nacional de Investigaciones de Café “Cenicafé” (unidad Chinchiná) localizada en Chinchiná - Caldas (4°59' Norte, 79°39' Oeste) a 1400msnm y en la hacienda Maracay (unidad Montenegro) localizada en Quimbaya - Quindío (4°36' Norte, 75°44' Oeste) a 1402msnm (La descripción detallada de cada uno de los suelos se presentó en el Capítulo 1).

En cada sitio se seleccionó un lote de terreno con diferentes grados de pendiente, en el cual se seleccionaron tres perfiles de suelo, cada uno con una pendiente diferente. En Naranjal se seleccionaron los perfiles NP-I, NP-II y NP-III con pendientes del 20%, 40% y 70%, respectivamente y en Maracay los perfiles MP-I, MP-II y MP-III con pendientes del 20%, 40% y 75%, respectivamente.

En cada perfil se cavó una calicata de 1,5m de ancho, 1,0m de largo y 1,5m de profundidad y se realizó muestreo de suelos en cada uno de los horizontes diagnóstico del perfil, hasta una profundidad de 1,2m. Se tomaron muestras disturbadas y sin disturbar para determinar las propiedades físicas e hidráulicas del suelo, en el laboratorio de suelos del Centro Nacional de Investigaciones de Café, Cenicafé, localizado en Planalto - Chinchiná - Caldas.

2.2.2 Métodos para la determinación de las propiedades físicas e hidráulicas del suelo

- Distribución de partículas por tamaño

Se determinó el porcentaje de limos y arcillas por el método de la pipeta, para lo cual se empleó el equipo Daiki DIK-2020, para separar la fracción arenas se empleó un tamiz No. 325 (45 μ m). Se utilizaron muestras de suelo con previa destrucción de la materia orgánica, debido a la presencia de agentes floculantes tales como óxidos de hierro, se efectuó la disolución de estos agentes. Igualmente por la alta resistencia de los agregados, ligados con la presencia de alófana en los *Andisoles*, se efectuó dispersión química con pirofosfato de Na al 8%, combinada con dispersión mecánica con sonda de ultrasonido. Se tomaron cinco muestras de suelo en cada horizonte y en cada calicata, se mezclaron y homogenizaron y de esta, se tomaron dos submuestras (con la humedad de campo) de 20g cada una (muestra *a* y *b*), se depositaron en un frasco de 400ml, a cada muestra se le adicionó aproximadamente 50ml de agua destilada y 15ml de H₂O₂ al 30%, se taparon y dejaron en reposo durante 24 horas, posteriormente las muestras se calentaron a 70°C y se agregó poco a poco H₂O₂, hasta eliminar totalmente la materia orgánica. La muestra *a*, se llevó a estufa a 105°C durante 24 horas para determinar el peso del suelo seco.

Para la disolución de óxidos de Fe se siguió la metodología reportada por USDA (2004). A la muestra *b*, se le adicionó 40ml de solución de citrato de Na y 5ml de solución de bicarbonato de Na, se agitó y calentó a 80°C en baño maría, luego se adicionó 1g de ditionito de Na y se agitó por 1 minuto y durante 15 minutos, se adicionó 10ml de Cloruro de Na saturado y se mezcló, posteriormente se centrifugó a 5000rpm durante 5 minutos hasta eliminar totalmente el Fe. Luego se llevaron a frascos de 200ml, se adicionó 30ml de pirofosfato de Na al 8% y se montaron en un agitador mecánico durante 36 horas, seguidamente se sometieron a dispersión mecánica con sonda ultrasónica durante periodos de 5 minutos a 5000 Hertz, hasta lograr su total dispersión.

Se separó la fracción de arenas pasando la suspensión a través de un tamiz No. 325, posteriormente la suspensión se llevó a un frasco de sedimentación de 500ml con el fin de determinar la fracción de limos y arcillas mediante muestreo con pipeta, de acuerdo con el tiempo y profundidad establecido por el fabricante (Daiki Rika Kogyo Co, Ltd.), Se determinó el peso seco de arenas y de las fracciones limos y arcillas y con base en el peso seco de la muestra *a*, se calculó la distribución en porcentaje de arenas, limos y arcillas.

- Densidad aparente

Se determinó mediante el método de los cilindros cortos (Grossman y Reinsch, 2002). Para ello se tomaron muestras de suelo sin alterar, con anillos de acero inoxidable de 5cm de diámetro y 5cm de altura. En laboratorio las muestras se rasaron, se extrajo el suelo contenido en cada cilindro, se secó en estufa a 105°C hasta obtener peso constante. La densidad aparente (*DA*) se determinó mediante la relación entre el peso de suelo seco y el volumen ocupado por este: $DA = W_s/V_t$, donde *W_s* es el peso (gramos) del suelo seco a 105°C contenido en el cilindro y *V_t* es el volumen (cm³) del mismo cilindro. Se utilizaron cinco muestras por horizonte en cada sitio de muestreo.

- Densidad de partículas o real

Se determinó mediante el método del picnómetro reportado por Blake y Hartge (1986) en muestras de suelo seco al aire pasadas por tamiz No. 35 (500 μ m). Las determinaciones se realizaron por duplicado, con cinco muestras por horizonte en cada sitio de muestreo.

- Porosidad total

Se calculó a partir de la relación entre la densidad aparente y la densidad de partículas (Klute, 1986): $\eta = 1 - DA/DR$, donde η es la porosidad total, DA la densidad aparente y DR la densidad real o de partículas.

- Contenido de materia orgánica

Se estimó a partir de la determinación del contenido de carbono orgánico por el método de Walkley-Black con Dicromato de K y colorimetría a 585nm, sobre muestras de suelo pasadas por tamiz No. 35 (Nelson y Sommers, 1982). Para ello se tomaron cinco muestras disturbadas por horizonte en cada sitio de muestreo, se mezclaron, homogenizaron y se tomó una submuestra para dicha determinación.

- Conductividad hidráulica saturada

Se determinó por el método de la carga hidráulica constante reportado por Klute y Dirksen (1986), en muestras de suelo sin disturbar. En cada sitio de muestreo y por cada horizonte se tomaron cinco muestras de suelo con cilindros de 5cm de diámetro y 5cm de altura, luego se sometieron a saturación por capilaridad durante 24 horas y posteriormente se montaron en un permeámetro de carga constante. Para el cálculo de la K_s se aplicó la ecuación de Darcy: $K_s = VL/At(\Delta H)$, donde, V

es el volumen de agua (cm^3) que fluye a través de la muestra, L y A , la longitud (cm) y área transversal de la muestra (cm^2), respectivamente, t el tiempo (s) y ΔH , el gradiente de potencial hidráulico (cm) entre los puntos inferior y superior de la muestra.

- Retención de humedad en el suelo

Para determinar la retención de humedad se utilizaron muestras de suelo sin disturbar tomadas con anillos de 5,0cm de diámetro y 1,5cm de altura, las muestras se sometieron a saturación por capilaridad en solución 0,005M CaSO_4 , con el fin de evitar la dispersión de arcillas. Se determinó la humedad volumétrica (θ) de las muestras después de ser sometidas a diferentes tensiones (h): 50, 100, 200, 500, 1000, 3000, 5000, 10000 y 15000 hPa.

Para determinar la retención de humedad a bajos potenciales de succión (50 a 200hPa) se empleó el método de la columna colgante, mediante el equipo de Heines (Dane y Hopmans, 2002). Se utilizaron placas de 30cm de diámetro y 1cm de espesor, construidas con yeso escayola tipo III, cada placa se conectó por medio de válvulas y mangueras a una botella y a un tensiómetro electrónico, con el fin de generar y medir la succión. En la parte inferior de la placa se colocaron una malla y una membrana hermética de látex, en la Figura 2.1 se muestra el equipo de Heines con sus partes. La retención de humedad del suelo a potenciales de succión $h > 500\text{hPa}$, se determinó mediante la metodología de las placas de Richard's reportada por Klute (1986) en olla de presión (para h entre 500hPa y 5000hPa) y en plato de presión con membranas de celulosa (para $h > 5000\text{hPa}$). Las determinaciones se realizaron en muestras por duplicado.

Adicionalmente, se tomaron dos muestras de suelo sin disturbar, se sometieron a saturación por capilaridad durante 24 horas, se pesaron y secaron en estufa a

105°C, se determinó la humedad a saturación (θ_s) como la diferencia entre el peso del suelo saturado y el peso del suelo seco.

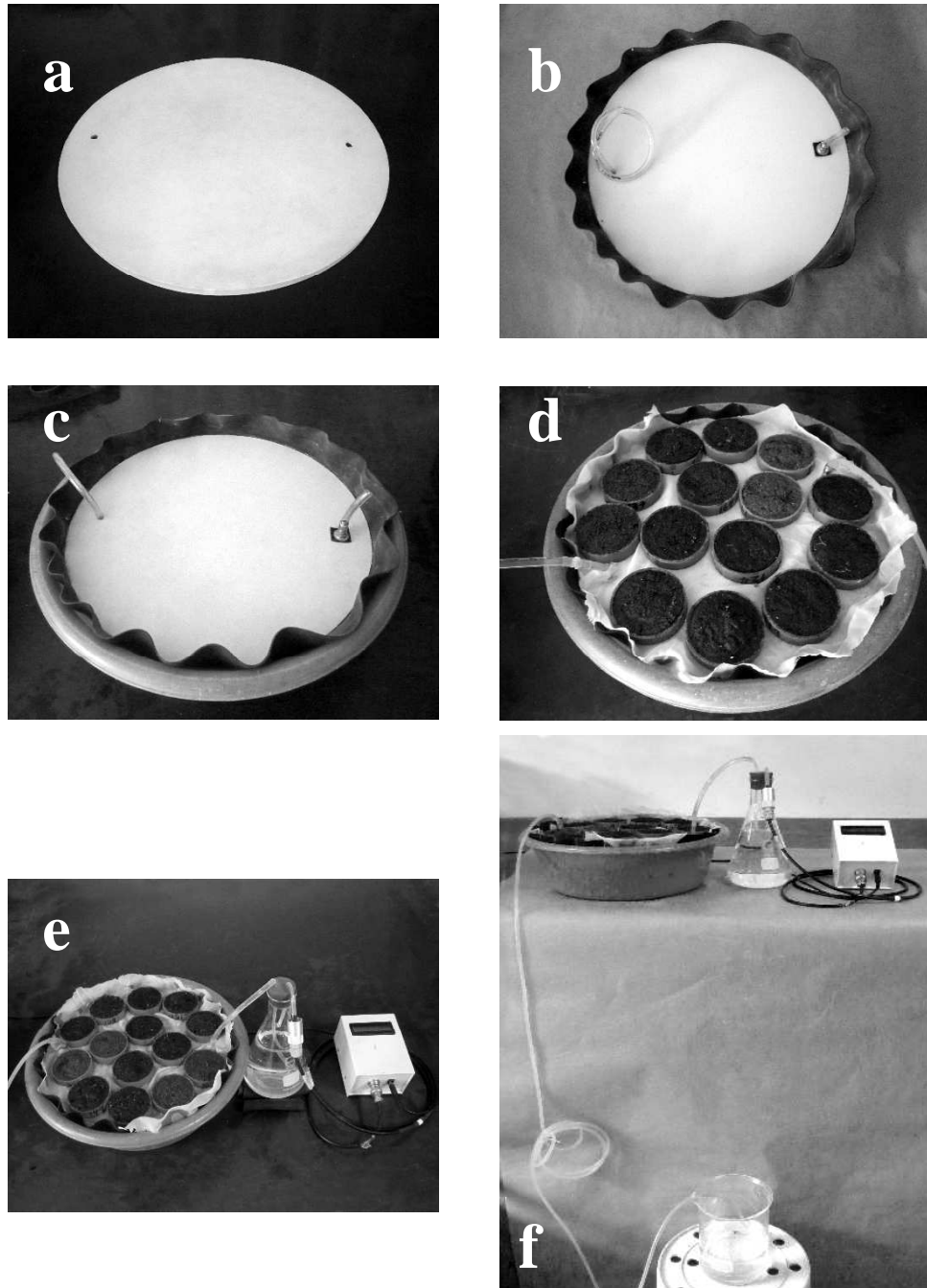


Figura 2.21 Equipo de Heines para determinar la retención de humedad a bajos potenciales de succión. (a) Placa de yeso, (b) Placa con válvulas y membrana

Se realizó análisis de estadística descriptiva y de varianza para las variables de respuesta y pruebas de comparación de medias mediante estadística de Tukey con $p < 5\%$.

2.3 Resultados y discusión

2.3.1 Propiedades físicas

En las Tablas 2.1 a 2.4, se presentan los resultados obtenidos de la caracterización de las propiedades físicas para cada uno de los suelos estudiados.

En los tres perfiles de los suelos de la unidad Chinchiná predomina la textura franca, a excepción de los horizontes profundos (B_{W1} y B_{W2}). En NP-I, los horizontes A_p , AB , y B_{W1} , pertenecen a la misma clase textural, con contenido de arena, limo y arcillas similares; a 100cm de profundidad existe un cambio de la textura debido a un ligero incremento en el contenido de arcilla (Tabla 2.1). En NP-II, la distribución de partículas permite diferenciar ligeros cambios en el suelo, los horizontes A_p , AB y B_{W2} , pertenecen a la misma clase textural, el horizonte B_{W1} (entre 60 y 100cm) tiene mayor contenido de arenas y menor de arcillas. El cambio en la distribución de partículas entre los horizontes AB a B_{W1} y B_{W1} a B_{W2} puede generar gradientes en las propiedades hidráulicas y por lo tanto en la densidad de flujo de agua en el suelo.

En NP-III, se distinguen dos clases texturales, franca en los horizonte A_p (0 a 45cm) y AB (45 a 65cm) y franca-limosa en los horizontes B_{W1} (65 a 100cm) y B_{W2} (>110cm); el contenido bajo de arcillas en los horizontes B_{W1} y B_{W2} en este perfil, denota la presencia de pseudoarenas y pseudolimos, formados por arcillas, principalmente de caolinita revestidas con óxidos de Fe y Al (Embrechts y Sys, 1988), debido posiblemente a que estos tienen punto isoelectrico distinto y como

consecuencia de ello, cargas positivas y negativas, que inducen la formación de microagregados estables (Pochet *et al.*, 2007).

La variabilidad del tamaño de partículas entre los perfiles, es de 6% a 20% para la fracción arenas, entre 11% y 53% para los limos y entre 10% y 80% para las arcillas. Al igual que entre perfiles, la fracción que menos variabilidad presenta en profundidad fue la de arenas.

Los perfiles de suelo de la unidad Maracay estudiados, presentan la misma tendencia, un primer horizonte A_p de textura franca que alcanza una profundidad entre 40cm y 45cm, luego un segundo horizonte AB de textura franco arenosa, seguido por un tercer horizonte BW_1 de la misma textura y un cuarto horizonte de textura franca a franco arcillosa, localizado a una profundidad >100cm (Tabla 2.2).

Tabla 2.31 Distribución de partículas por tamaño a diferente profundidad en tres perfiles de suelo de la unidad Chinchiná.

| Perfil | Horizonte | Prof. (cm) | Distribución de partículas por tamaño (μm) | | | Textura (USDA) |
|----------|-----------|------------|---|-------|-------|----------------|
| | | | > 50 | 50-2 | < 2 | |
| % | | | | | | |
| NP - I | A_p | 0-45 | 38,48 | 41,67 | 19,53 | F |
| | AB | 45-60 | 43,53 | 39,42 | 17,04 | F |
| | BW_1 | 60-100 | 44,96 | 34,69 | 20,37 | F |
| | BW_2 | >100 | 44,32 | 26,12 | 29,57 | FArA |
| NP - II | A_p | 0-40 | 47,61 | 28,01 | 24,39 | F |
| | AB | 40-60 | 49,09 | 31,59 | 19,32 | F |
| | BW_1 | 60-100 | 55,57 | 28,34 | 16,10 | FA |
| | BW_2 | >100 | 47,29 | 29,80 | 22,91 | F |
| NP - III | A_p | 0-45 | 43,16 | 37,91 | 18,94 | F |
| | AB | 45-65 | 45,47 | 33,69 | 20,84 | F |
| | BW_1 | 65-110 | 35,32 | 57,45 | 7,24 | FL |
| | BW_2 | >110 | 33,14 | 64,85 | 2,00 | FL |

Tabla 2.32 Distribución de partículas por tamaño a diferente profundidad en tres perfiles de suelo de la unidad Montenegro.

| Perfil | Horizonte | Prof. (cm) | Distribución de partículas por tamaño (μm) | | | Textura (USDA) |
|-----------------|-----------------------|------------|---|-------|-------|----------------|
| | | | >50 | 50-2 | <2 | |
| % | | | | | | |
| MP - I | <i>Ap</i> | 0-45 | 44,40 | 40,40 | 15,20 | F |
| | <i>AB</i> | 45-60 | 60,37 | 20,44 | 19,20 | FA |
| | <i>BW₁</i> | 60-100 | 67,00 | 26,60 | 6,40 | FA |
| | <i>BW₂</i> | >100 | 50,48 | 39,45 | 10,07 | F |
| MP - II | <i>Ap</i> | 0-40 | 40,37 | 44,02 | 15,61 | F |
| | <i>AB</i> | 40-60 | 53,79 | 31,54 | 14,67 | FA |
| | <i>BW₁</i> | 60-100 | 66,28 | 22,38 | 11,34 | FA |
| | <i>BW₂</i> | >100 | 41,52 | 42,08 | 16,40 | F |
| MP - III | <i>Ap</i> | 0-45 | 44,11 | 36,99 | 18,91 | F |
| | <i>AB</i> | 45-65 | 54,83 | 29,59 | 15,58 | FA |
| | <i>BW₁</i> | 65-110 | 65,90 | 24,35 | 9,75 | FA |
| | <i>BW₂</i> | >110 | 28,29 | 40,46 | 31,26 | FAr |

En las Tablas 2.3 y 2.4, se presentan los valores de densidad aparente, porosidad total y contenido de materia orgánica para cada uno de los perfiles en cada una de los horizontes estudiados. La densidad aparente fluctuó entre 0,57 y 0,86g.cm⁻³ en los suelos de la unidad Chinchiná y entre 0,57 y 1,08g.cm⁻³ en los suelos de la unidad Montenegro, la baja densidad aparente indica a su vez que estos suelos exhiben alta porosidad (>60%).

En NP-I la densidad aparente aumenta y la porosidad disminuye, conforme se incrementa la profundidad del suelo; en NP-II, ocurre lo contrario, a medida que se incrementa la profundidad del suelo la densidad aparente disminuye y la porosidad aumenta, estas diferencias pueden estar asociadas con las variaciones en los contenidos de arenas en dichos perfiles y con la reducción del contenido de materia orgánica (Biielders *et al.*, 1990; Rawls *et al.*, 1991); así mismo en NP-III en

los horizontes que presentan mayor contenido de arenas, el valor de la densidad aparente es el más alto. Con referencia al contenido de materia orgánica, se presenta la misma tendencia, a medida que se incrementa en la profundidad del suelo, disminuye su contenido, desde cerca del 13% en el primer horizonte, hasta 2% en el límite inferior a 120cm de profundidad (Tabla 2.3).

En los tres perfiles de la unidad Montenegro, la variación de la densidad aparente y la porosidad, es irregular de un horizonte a otro, en general el contenido de materia orgánica disminuye a medida que se profundiza en el perfil del suelo. En el horizonte *Ap* se presenta baja densidad aparente, alta porosidad y el mayor contenido de materia orgánica, lo cual favorece la circulación superficial de agua y aire en el perfil del suelo; en los horizontes *AB* y *BW₁* la densidad aparente aumenta, mientras que la porosidad disminuye; el horizonte *BW₂* presenta los menores valores de la densidad aparente y los mayores de porosidad. (Tabla 2.4).

Tabla 2.33 Densidad aparente, porosidad y contenido de materia orgánica, en tres perfiles de suelo de la unidad Chinchiná.

| Perfil | Horiz. | Prof. (cm) | Densidad aparente | | Porosidad total | | Materia orgánica | |
|-----------------|-----------------------|---------------|----------------------|-------|--------------------|------|---------------------|-------|
| | | | Media | c.v. | Media | c.v. | Media | c.v. |
| | | | g.cm^{-3} | % | g.cm^{-3} | % | % | |
| NP - I | <i>Ap</i> | 0-45 | 0,69 | 5,47 | 70,73 | 1,87 | 12.67 | 20.22 |
| | <i>AB</i> | 45-60 | 0,83 | 2,36 | 67,13 | 1,27 | 6.93 | 16.08 |
| | <i>BW₁</i> | 60-100 | 0,86 | 4,30 | 66,91 | 2,41 | 4.80 | 14.07 |
| | <i>BW₂</i> | >100 | 0,86 | 5,43 | 67,60 | 2,68 | 2.63 | 5.80 |
| NP - II | <i>Ap</i> | 0-40 | 0,72 | 14,73 | 69,08 | 6,59 | 12.07 | 18.38 |
| | <i>AB</i> | 40-60 | 0,73 | 16,79 | 70,64 | 6,42 | 8.27 | 3.04 |
| | <i>BW₁</i> | 60-100 | 0,77 | 13,65 | 69,00 | 7,92 | 5.08 | 25.66 |
| | <i>BW₂</i> | >100 | 0,79 | 0,78 | 67,76 | 2,45 | 2.13 | 30.14 |
| NP - III | <i>Ap</i> | 0-45 | 0,69 | 2,72 | 70,90 | 1,80 | 11.62 | 16.74 |
| | <i>AB</i> | 45-65 | 0,64 | 11,80 | 74,59 | 3,89 | 7.80 | 18.97 |
| | <i>BW₁</i> | 65-110 | 0,57 | 5,89 | 78,39 | 1,53 | 3.45 | 32.32 |
| | <i>BW₂</i> | >110 | 0,62 | 7,95 | 76,37 | 2,07 | 2.07 | 16.99 |

Tabla 2.34 Densidad aparente, porosidad y contenido de materia orgánica, en tres perfiles de suelo de la unidad Montenegro.

| Perfil | Horiz. | Prof. (cm) | Densidad aparente | | Porosidad total | | Materia orgánica | |
|-----------------|-----------------------|---------------|----------------------|-------|--------------------|------|---------------------|-------|
| | | | Media | c.v. | Media | c.v. | Media | c.v. |
| | | | g.cm^{-3} | % | g.cm^{-3} | % | % | |
| MP - I | <i>Ap</i> | 0-45 | 0,85 | 5,33 | 65,88 | 2,29 | 9.65 | 14.81 |
| | <i>AB</i> | 45-60 | 1,02 | 2,53 | 60,93 | 1,62 | 7.27 | 29.40 |
| | <i>BW₁</i> | 60-100 | 1,08 | 5,24 | 59,82 | 3,36 | 2.25 | 87.49 |
| | <i>BW₂</i> | >100 | 0,78 | 11,03 | 70,78 | 4,55 | 1.13 | 74.00 |
| MP - II | <i>Ap</i> | 0-40 | 0,78 | 5,88 | 68,43 | 2,57 | 12.25 | 36.30 |
| | <i>AB</i> | 40-60 | 0,94 | 3,38 | 63,94 | 1,90 | 6.30 | 53.62 |
| | <i>BW₁</i> | 60-100 | 0,99 | 4,92 | 62,88 | 2,75 | 2.22 | 84.23 |
| | <i>BW₂</i> | >100 | 0,69 | 5,37 | 74,25 | 1,86 | 1.93 | 32.85 |
| MP - III | <i>Ap</i> | 0-45 | 0,76 | 3,12 | 69,51 | 1,40 | 10.88 | 11.47 |
| | <i>AB</i> | 45-65 | 0,89 | 4,93 | 65,93 | 2,54 | 4.63 | 29.93 |
| | <i>BW₁</i> | 65-110 | 0,88 | 5,55 | 67,13 | 2,61 | 2.82 | 12.78 |
| | <i>BW₂</i> | >110 | 0,57 | 4,24 | 78,68 | 1,14 | 2.43 | 27.36 |

El comportamiento irregular de estas propiedades a través del perfil del suelo, puede estar asociado con las variaciones en la distribución de partículas del suelo, lo cual a su vez puede generar diferencias en las propiedades hidráulicas entre horizontes, ya que estas últimas están directamente relacionadas con la porosidad, estructura, distribución de partículas, entre otras (Pochet *et al.*, 2007).

2.3.2 Propiedades hidráulicas

En las Tablas 2.5 a 2.8, se presentan para cada uno de los perfiles y horizontes del suelo estudiados, los valores de humedad a saturación y de retención de humedad determinados entre 50hPa y 15000hPa. En los suelos de la unidad Chinchiná, la humedad volumétrica a punto de saturación fluctuó entre 0,76 y 0,64 $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$, los mayores valores se presentaron en los horizontes *Ap* y *AB*,

excepto en el perfil NP-III, donde el horizonte BW_2 presentó el máximo valor. En los suelos de la unidad Montenegro la humedad a saturación fluctuó entre 0,7 y $0,5\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$, los horizontes BW_2 de los tres perfiles evaluados en estos suelos presentaron los valores más altos. Entre 50 y 200hPa, la humedad volumétrica osciló entre 0,70 y $0,56\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ en los suelos de Naranjal y entre 0,63 y $0,44\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ en Montenegro (Tablas 2.5 y 2.6).

Tabla 2.35 Humedad volumétrica a punto de saturación (0 hPa) y retención de humedad en el suelo a potenciales de succión entre 50 y 200hPa, determinadas en tres perfiles de suelo de la unidad Chinchiná.

| Perfil | Horizonte | Prof. (cm) | Contenido de humedad volumétrica ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$) | | | |
|----------|-----------|------------|---|-------|-------|-------|
| | | | 0 | 50 | 100 | 200 |
| | | | hPa | | | |
| NP - I | A_p | 0-45 | 0,727 | 0,700 | 0,671 | 0,661 |
| | AB | 45-60 | 0,648 | 0,622 | 0,623 | 0,615 |
| | BW_1 | 60-100 | 0,664 | 0,647 | 0,634 | 0,631 |
| | BW_2 | >100 | 0,659 | 0,639 | 0,620 | 0,617 |
| NP - II | A_p | 0-40 | 0,739 | 0,691 | 0,650 | 0,630 |
| | AB | 40-60 | 0,765 | 0,682 | 0,646 | 0,640 |
| | BW_1 | 60-100 | 0,689 | 0,652 | 0,611 | 0,593 |
| | BW_2 | >100 | 0,648 | 0,630 | 0,584 | 0,567 |
| NP - III | A_p | 0-45 | 0,717 | 0,678 | 0,614 | 0,601 |
| | AB | 45-65 | 0,672 | 0,638 | 0,587 | 0,586 |
| | BW_1 | 65-110 | 0,719 | 0,661 | 0,617 | 0,608 |
| | BW_2 | >110 | 0,743 | 0,699 | 0,601 | 0,593 |

Tabla 2.36 Humedad volumétrica a punto de saturación (0 hPa) y retención de humedad en el suelo a potenciales de succión entre 50 y 200hPa, determinada en tres perfiles de suelo de la unidad Montenegro.

| Perfil | Horizonte | Prof. (cm) | Contenido de humedad volumétrica (cm ³ .cm ⁻³) | | | |
|-----------------|-----------------------|------------|---|-------|-------|-------|
| | | | 0 | 50 | 100 | 200 |
| | | | hPa | | | |
| MP - I | <i>Ap</i> | 0-45 | 0,619 | 0,563 | 0,558 | 0,554 |
| | <i>AB</i> | 45-60 | 0,573 | 0,531 | 0,526 | 0,522 |
| | <i>BW₁</i> | 60-100 | 0,514 | 0,457 | 0,452 | 0,448 |
| | <i>BW₂</i> | >100 | 0,639 | 0,596 | 0,591 | 0,586 |
| MP - II | <i>Ap</i> | 0-40 | 0,588 | 0,537 | 0,496 | 0,487 |
| | <i>AB</i> | 40-60 | 0,574 | 0,537 | 0,498 | 0,490 |
| | <i>BW₁</i> | 60-100 | 0,554 | 0,513 | 0,470 | 0,462 |
| | <i>BW₂</i> | >100 | 0,668 | 0,636 | 0,602 | 0,595 |
| MP - III | <i>Ap</i> | 0-45 | 0,577 | 0,547 | 0,518 | 0,514 |
| | <i>AB</i> | 45-65 | 0,508 | 0,496 | 0,479 | 0,446 |
| | <i>BW₁</i> | 65-110 | 0,536 | 0,519 | 0,479 | 0,487 |
| | <i>BW₂</i> | >110 | 0,702 | 0,615 | 0,642 | 0,597 |

Los contenidos de humedad a saturación determinados en laboratorio fueron entre 5% y 10% menores que la porosidad total, debido a que en condiciones naturales el suelo es sometido constantemente a ciclos de secado y humedecimiento, por lo tanto a procesos de llenado y vaciado de los poros del suelo, lo cual hace que parte del espacio poroso sea ocupado por este aire, esta es una de las causas que explican las diferencias en la determinación de la humedad a saturación, además de la ocurrencia del fenómeno de histéresis en los suelos (Klute, 1986; Warrick, 2003).

Para tensiones de 300hPa los suelos de la unidad Chinchiná, retienen entre 0,61 y 0,53cm³.cm⁻³, y para Montenegro entre 0,56 y 0,40cm³.cm⁻³. A 1500hPa los

contenidos de humedad oscilaron entre 0,43 y 0,26 $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ en los suelos de la unidad Chinchiná y entre 0,41 y 0,25 $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ en Montenegro.

A la escala del perfil del suelo, las diferencias más notorias se observan entre los horizontes A_p y BW_2 para ambos suelos, con gradientes de humedad de 0,08 $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ a 0,015 $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ entre el nivel más superficial y el más profundo. A este potencial de succión la fracción fina del suelo es la encargada de retener la humedad, lo cual explica la mayor retención de humedad en los suelos de la unidad Chinchiná, como también la relación inversa entre el incremento de la densidad aparente y la disminución de la capacidad de retención de humedad, principalmente a valores altos de potencial de succión.

Tabla 2.37 Retención de humedad en el suelo a potenciales de succión entre 300 y 15000hPa, determinada en tres perfiles de suelo de la unidad Chinchiná

| Perfil | Horizonte | Prof. (cm) | Contenido de humedad volumétrica ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$) | | | |
|----------|-----------|------------|---|----------|----------|-----------|
| | | | 300 hPa | 1000 hPa | 5000 hPa | 15000 hPa |
| NP - I | A_p | 0-45 | 0,605 | 0,566 | 0,444 | 0,356 |
| | AB | 45-60 | 0,555 | 0,521 | 0,390 | 0,385 |
| | BW_1 | 60-100 | 0,587 | 0,568 | 0,463 | 0,439 |
| | BW_2 | >100 | 0,559 | 0,572 | 0,390 | 0,330 |
| NP - II | A_p | 0-40 | 0,602 | 0,549 | 0,493 | 0,368 |
| | AB | 40-60 | 0,613 | 0,589 | 0,535 | 0,317 |
| | BW_1 | 60-100 | 0,575 | 0,538 | 0,493 | 0,374 |
| | BW_2 | >100 | 0,552 | 0,512 | 0,462 | 0,401 |
| NP - III | A_p | 0-45 | 0,558 | 0,524 | 0,398 | 0,266 |
| | AB | 45-65 | 0,532 | 0,521 | 0,333 | 0,264 |
| | BW_1 | 65-110 | 0,563 | 0,517 | 0,413 | 0,335 |
| | BW_2 | >110 | 0,578 | 0,588 | 0,365 | 0,330 |

Tabla 2.38 Retención de humedad en el suelo a potenciales de succión entre 300 y 15000hPa, determinada en tres perfiles de suelo de la unidad Montenegro.

| Perfil | Horizonte | Prof. (cm) | Contenido de humedad volumétrica (cm ³ .cm ⁻³) | | | |
|-----------------|-----------------------|---------------|--|-------|-------|-------|
| | | | 300 hPa | 1000 | 50000 | 15000 |
| MP - I | <i>Ap</i> | 0-45 | 0,501 | 0,439 | 0,378 | 0,329 |
| | <i>AB</i> | 45-60 | 0,470 | 0,405 | 0,360 | 0,327 |
| | <i>BW₁</i> | 60-100 | 0,404 | 0,348 | 0,302 | 0,271 |
| | <i>BW₂</i> | >100 | 0,555 | 0,517 | 0,471 | 0,419 |
| MP - II | <i>Ap</i> | 0-40 | 0,464 | 0,414 | 0,355 | 0,321 |
| | <i>AB</i> | 40-60 | 0,460 | 0,394 | 0,352 | 0,318 |
| | <i>BW₁</i> | 60-100 | 0,451 | 0,410 | 0,363 | 0,334 |
| | <i>BW₂</i> | >100 | 0,561 | 0,512 | 0,455 | 0,419 |
| MP - III | <i>Ap</i> | 0-45 | 0,456 | 0,384 | 0,320 | 0,273 |
| | <i>AB</i> | 45-65 | 0,420 | 0,373 | 0,305 | 0,254 |
| | <i>BW₁</i> | 65-110 | 0,433 | 0,370 | 0,313 | 0,269 |
| | <i>BW₂</i> | >110 | 0,549 | 0,468 | 0,412 | 0,371 |

Como se observa en las Tablas 2.7 y 2.8, tanto a 300hPa como a 15000hPa, el contenido de humedad volumétrica en todos los perfiles y horizontes es muy alto, aún bajo estas condiciones el volumen de agua disponible para las plantas en estos suelos, es igualmente alto. Estos valores son similares a los reportados por Henao *et al.* (1997), Fontes *et al.* (2004), Pochet *et al.* (2007), para suelos derivados de cenizas volcánicas.

Actualmente, se disponen de modelos empíricos y matemáticos para estimar las funciones que describen la curva de retención de humedad de los suelos con un buen nivel de precisión, algunos modelos como el BC (Brooks y Corey, 1964), VG (van Genuchten, 1980), FX (Fredlund y Xing, 1994), son ampliamente utilizados en modelos de simulación de flujos de agua en el suelo. Rawls y Brakensiek (1989),

Rawls *et al.* (1991), Carsel y Parrish (1988) presentan los parámetros para los modelos de BC y VG para las distintas clases texturales de suelo, además de correlaciones empíricas para estimar estos parámetros a partir de la porosidad y del contenido de arena y arcilla.

En la Tabla 2.9 se presentan los valores de conductividad hidráulica saturada, determinada en laboratorio. La conductividad hidráulica saturada (K_s) en ambos suelos, es muy variable entre horizontes y entre perfiles y se califica según Hazelton y Murphy (2007) (Tabla 2.10) desde muy alta ($>12\text{cm.h}^{-1}$) en los horizontes superficiales hasta baja (1 a 2cm.h^{-1}) en los horizontes subsuperficiales.

Tabla 2.39 Conductividad hidráulica saturada determinada en los diferentes horizontes de los suelos de las unidades Chinchiná y Montenegro.

| Horizonte | Profundidad (cm) | Conductividad hidráulica saturada | | | |
|-----------------------|------------------|-----------------------------------|-----------|-----------------------------|-----------|
| | | Chinchiná | | Montenegro | |
| | | Media cm.h^{-1} | c.v. % | Media cm.h^{-1} | c.v. % |
| <i>Ap</i> | 0-45 | 9,32 | 83,48 | 2,62 | 82,54 |
| <i>AB</i> | 45-60 | 2,84 | 32,15 | 1,10 | 19,15 |
| <i>BW₁</i> | 60-100 | 4,69 | 59,53 | 6,32 | 136,35 |
| <i>BW₂</i> | >100 | 3,54 | 27,49 | 0,65 | 64,87 |
| <i>Ap</i> | 0-40 | 9,17 | 82,64 | 28,02 | 66,40 |
| <i>AB</i> | 40-60 | 3,28 | 12,01 | 2,50 | 52,32 |
| <i>BW₁</i> | 60-100 | 4,20 | 80,11 | 5,05 | 92,10 |
| <i>BW₂</i> | >100 | 4,99 | 25,28 | 4,24 | 100,38 |
| <i>Ap</i> | 0-45 | 23,01 | 43,48 | 42,59 | 57,55 |
| <i>AB</i> | 45-65 | 30,69 | 29,80 | 8,98 | 84,75 |
| <i>BW₁</i> | 65-110 | 33,79 | 35,92 | 2,93 | 121,05 |
| <i>BW₂</i> | >110 | 15,64 | 18,91 | 5,17 | 141,50 |

Tabla 2.310 Calificación de la conductividad hidráulica saturada.

| Conductividad hidráulica saturada | | |
|--|--------------------------|-----------------------|
| mm.h⁻¹ | cm.h⁻¹ | Interpretación |
| <0,5 | 0,05 | Extremadamente baja |
| 0,5 – 10 | 0,05 – 1 | Muy baja |
| 10 - 20 | 1 - 2 | Baja |
| 20 - 60 | 2 - 6 | Moderada |
| 60 - 120 | 6 - 12 | Alta |
| >120 | >12 | Muy alta |

Fuente: Hazelton y Murphy (2007).

En los perfiles NP-I y NP-II, la K_s disminuye a medida que se profundiza en el perfil del suelo, aunque se presentan pequeñas discontinuidades hidrológicas en los horizontes de transición, lo cual coincide con cambios en la distribución de partículas del suelo. El perfil NP-III en todos sus horizontes presenta valores de K_s $>18\text{cm.h}^{-1}$, la cual se califica como muy alta, asociada con su alta porosidad ($>69\%$), baja densidad aparente ($<0.7\text{g.cm}^{-3}$) y menor retención de humedad.

En Montenegro, la conductividad hidráulica saturada presentó la misma tendencia de los suelos de la unidad Chinchiná. En MP-I la K_s se califica como moderada ($2,6\text{cm.h}^{-1}$) en el horizonte A_p , baja ($1,1\text{cm.h}^{-1}$) en el AB y luego se incrementa en el horizonte BW_1 conforme se incrementa el contenido de arenas en dicho horizonte, posteriormente hay un nuevo cambio textural, lo cual se refleja en una reducción drástica de la K_s , al igual que incrementos en la retención de humedad, esta variación de las propiedades físicas e hidráulicas, puede generar cambios en la dirección del flujo de agua en el perfil del suelo. En MP-II y MP-III, la K_s es muy rápida en el horizonte A_p ($>18\text{cm.h}^{-1}$) y a partir de esta profundidad se reduce drásticamente hasta valores cercanos a 2cm.h^{-1} (K_s moderada). La interacción entre moléculas orgánicas, estructura tubular de los materiales amorfos (alófana, ferrihidrita, haloisita) y alta porosidad podrían explicar la alta conductividad

hidráulica saturada y la baja densidad aparente de estos suelos (Dorel *et al.*, 2000; West *et al.*, 2004).

Los altos coeficientes de variación en las medidas de la conductividad hidráulica saturada, pueden estar asociados con la alta proporción de macroporos, grietas, fisuras o agujeros derivados de diversos procesos en el suelo, entre ellos, una alta actividad biológica: presencia de raíces y actividad de las lombrices en el suelo (Green y Corey, 1971; Jackson *et al.*, 1965; Miyazaki, 1993; Hillel, 1998).

En las Tablas 2.11 y 2.12, se presenta el análisis de varianza (Anava) para las propiedades del suelo en cada localidad por cada horizonte del suelo y entre horizontes en cada perfil de suelo. Entre perfiles se presentan diferencias significativas en la mayoría de las propiedades evaluadas (Tabla 2.11), al igual que entre los horizontes en cada perfil de suelo (Tabla 2.12).

Tabla 2.311 Análisis de varianza de las propiedades del suelo densidad aparente (DA), porosidad (η), conductividad hidráulica saturada (Ks) y humedad volumétrica saturada (θ_s), entre los diferentes perfiles de suelo estudiados.

| Propiedad | Unidad Chinchiná | | | | Unidad Montenegro | | | |
|------------|------------------|-------|-----------------|-----------------|-------------------|--------|-----------------|-----------------|
| | Ap | AB | BW ₁ | BW ₂ | Ap | AB | BW ₁ | BW ₂ |
| DA | - | - | <0,0001 | 0,0007 | <0,0001 | 0,0002 | <0,0001 | 0,0003 |
| η | - | - | <0,0001 | 0,0011 | <0,0001 | 0,0002 | <0,0001 | 0,0002 |
| Ks | 0,0024 | 0,001 | <0,0001 | 0,0005 | 0,0001 | 0,0036 | - | - |
| θ_s | - | - | - | - | 0,0453 | - | 0,0363 | - |

La comparación es altamente significativa para $p < 0,001$ y significativa para $p < 0,05$

Tabla 2.312 Análisis de varianza de las propiedades del suelo densidad aparente (DA), porosidad (η), conductividad hidráulica saturada (Ks) y humedad volumétrica saturada (θ_s), entre los horizontes por cada perfil de suelo.

| Propiedad | Unidad Chinchiná | | | Unidad Montenegro | | |
|------------|------------------|-------|---------|-------------------|---------|---------|
| | NP-I | NP-II | NP-III | MP-I | MP-II | MP-III |
| DA | <,0001 | - | 0,0001 | <0,0001 | <0,0001 | <0,0001 |
| η | 0,0003 | - | <0,0001 | <0,0001 | <0,0001 | <0,0001 |
| Ks | - | - | - | - | 0,0002 | <0,0001 |
| θ_s | 0,0007 | - | - | <,0001 | 0,0362 | 0,0278 |

La comparación es altamente significativa para $p < 0,001$ y significativa para $p < 0,05$

En los dos suelos evaluados (Chinchiná y Montenegro) los valores de densidad aparente y porosidad cambian entre horizontes y entre perfiles; en general se encontró que a medida que se incrementa el ángulo de inclinación de la pendiente, la densidad aparente disminuyen y como consecuencia se incrementan la porosidad total y la conductividad hidráulica saturada. Esta condición no implica necesariamente que en los suelos de mayor pendiente, la infiltración del agua lluvia sea mayor, al contrario y tal como lo demostró Miyazaki (1993) en suelos derivados de cenizas volcánicas, la infiltración disminuye a medida que se incrementa la pendiente del terreno, lo cual se debe principalmente por un mayor flujo de agua por escorrentía.

Esto indica que a la escala de ladera, la forma del paisaje e inclinación de la pendiente del terreno pueden controlar el movimiento del agua en el suelo y contribuir a la variabilidad espacial de las propiedades físicas, mientras que el material parental, la vegetación y las actividades antrópicas pueden generar variabilidad de las propiedades físicas e hidrológicas entre los diferentes horizontes del perfil del suelo (Daniels *et al.*, 1987; Venterea *et al.*, 2003; Tsui *et al.*, 2004; Ndiaye *et al.*, 2007).

2.4 Conclusiones

Los resultados de la caracterización de las propiedades físicas e hidráulicas presentados en este capítulo, están de acuerdo con los valores promedio encontrados por otros autores para suelos derivados de cenizas volcánicas, estos resultados permiten a su vez confirmar que los *Andisoles* de la zona cafetera central colombiana presentan las características físicas e hidráulicas predominantes de estos suelos, tales como alto contenido de materia orgánica, baja densidad aparente, alta porosidad, alta retención de humedad y alta conductividad hidráulica saturada.

En los suelos derivados de cenizas volcánicas estudiados, se encontró que forman microagregados muy estables, dando origen a la presencia de pseudoarenas y pseudolimos, por lo tanto para la determinación precisa de la distribución de partículas por tamaño en estos suelos, se requiere la eliminación o remoción de agentes cementantes tales como la materia orgánica y los óxidos de hierro.

A la escala del perfil del suelo, se encontró variabilidad de las propiedades físicas e hidráulicas entre los diferentes horizontes del suelo, la cual puede atribuirse al efecto del material parental, de las condiciones mediambientales, a la acumulación en la superficie de materiales orgánicos y al efecto del uso y manejo del suelo. A la escala de ladera se encontró variabilidad de las propiedades físicas e hidráulicas entre grados de inclinación de la pendiente, esta se atribuye a la morfología del paisaje y la misma inclinación de la pendiente.

Referencias

- Arya, L.M., Paris, J.F. 1981. A physicoempirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data. *Soil Science Society of America Journal* 45, 1023-1030.
- Barthes, B., Roose, E. 2002. Aggregate stability as an indicator of soil susceptibility to runoff and erosion; validation at several levels. *Catena* 47, 133-149.
- Bernal, N., Montealegre, G., Ipaz, S., Chaparro, O., Ramírez, L. 2008. Efecto de cuatro métodos de labranza sobre las propiedades físicas y la pérdida de suelo en la rotación papa-pastos en áreas de ladera en una región alto andina de Colombia. *Universidad Nacional de Colombia, Acta Agronómica* 57(1), 35-42.
- Bielders, C.L., De Backer, L.W., Delvaux, B. 1990. Particle density of volcanic soils as measured with a gas pycnometer. *Soil Science Society of America Journal* 54, 822-826.
- Blake, G.R., Hartge, K.H. 1986. Particle density. In: Klute, A.Z. *Methods of Soil Analysis. Part I: Physical and mineralogical properties*. 2nd ed. Agronomy, vol. 9, American Society of Agronomy and Soil Science of America, Madison, WI. pp. 377-381.
- Bormann, H. 2010. Towards a hydrologically motivated soil texture classification. *Geoderma* 157, 42-153.
- Brooks, R.H., Corey, A.T. 1964. Hydraulic properties of porous media. *Hydrology Paper No. 3*. Colorado State University. Fort Collins, Colorado. 27 p.
- Carsel, R.F., Parrish, R.S. 1988. Development joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resources Research* 24, 755-769.
- Dane, J.H., Hopmans, J.W. 2002. Water retention and storage. In: Dane, J.H., Topp, G.C. (co-ed.). *Methods of soil analysis. Part 4*. Book Series No. 5. Soil Science Society of America, Inc. Madison, WI. pp. 671-782.
- Daniels, W.L., Zelazny, L.W., Everett, C.J. 1987. Virgin hardwood forest soil of the southern Appalachian Mountains: II. Weathering, mineralogy and chemical properties. *Soil Science Society of American Journal* 51, 730-738.
- Embrechts, J., Sys, K. 1988. Characteristics of pseudo-silts of a soil catena in a humid tropical area (South-Cameroon). *Pedologie* 38, 51-65.
- Fontes, J.C., Pereira, L.S., Smith, R. E. 2004. Runoff and erosion in volcanic soils of Azores: simulation with OPUS. *Catena* 56, 199-212.

Franzluebbers, A.J., Haney, R.L., Hons, F.M., Zuberer, D.A. 1999. Assessing biological soil quality with chloroform fumigation-incubation: why subtract a control? *Canadian Journal Soil Science* 79, 521-528.

Fredlund, D.G., Xing, A. 1994. Equations for the soil-water characteristic curve. *Canadian Geotechnical Journal* 31, 521-532.

Gardner, W.R. 1958. Some steady state solutions of unsaturated moisture flow equations with applications to evaporation from water table. *Soil Science* 85, 228-232.

Green, R. E., Corey, J. C. 1971. Calculation of hydraulic conductivity: A further evaluation of some predictive methods. *Soil Science Society of American Proceeding*, 35, 3-8.

Gregorich, E.G., Carter, M. R., Angers, D.A., Monreal, C.M., Ellert B.H. 1994. Toward a minimum data set to assess soil organic matter quality in agricultural soils. *Canadian Journal Soil Science* 74, 367-386.

Grossman, R.B., Reinsch, T.G. 2002. Bulk density and linear extensibility. In: Dane, J.H., Topp, G.C. (co-ed.). *Methods of soil analysis. Part 4. Book Series No. 5.* Soil Science Society of America, Inc. Madison, WI. pp. 201-228.

Haverkamp, R., Parlange, J.Y. 1986. Predicting the water-retention curve from a particle-size distribution: 1. Sandy soils without organic matter. *Soil Science* 142, 325-339.

Hazelton, P.A., Murphy, B.W. 2007. *Interpreting soil test results. What do all the numbers mean?*. CSIRO Publishing. 2nd ed. Department of Natural Resources. University of Technology Sydney. Australia. 152 p.

Henao, M.C., Delvaux, B., Suárez, S. 1997. Comparación de dos métodos de análisis granulométrico aplicados en *Andisoles* de la zona cafetera central de Colombia. *Cenicafé* 48, 12-25.

Hillel, D. 1998. *Environmental soil physics* Academic Press Inc. 413 p.

Jackson, R. D., Reginato, R. S., van Bavel, C. H. M. 1965. Comparison of measured and calculated hydraulic conductivities of saturated soils. *Water Resources Research* 1(3), 375-380.

Karlen, D.L., Mausbach, M.J., Doran, J.W., Cline, R.G., Harris, R.F., Schuman, E. 1997. Soil quality a concept, definition and framework for evaluation. *Soil Science Society of America Journal* 61, 4-10

Klute, A.Z. 1986. Methods of Soil Analysis. Part I: Physical and mineralogical properties. 2nd ed. Agronomy, vol. 9, American Society of Agronomy and Soil Science of America, Madison, WI. 1187 p.

Klute, A.Z., Dirksen, C. 1986. Hydraulic conductivity and diffusivity: Laboratory methods. In: Klute, A.Z. Methods of Soil Analysis. Part I: Physical and mineralogical properties. 2nd ed. Agronomy, vol. 9, American Society of Agronomy and Soil Science of America, Madison, WI. pp 687-732.

Kodesova, R., Jirku, V., Kodes, V., Muhlhanselova, M., Nikodem, A., Zigova, A. 2011. Soil structure and soil hydraulic properties of *Haplic Luvisol* used as arable land and grassland. *Soil & Tillage Research* 111, 154-161.

Mermoud, A., Xu, D. 2006. Comparative analysis of three methods to generate soil hydraulic functions. *Soil Tillage Research* 87, 89-100.

Miyazaki, T. 1993. Water flow in soils. Marcel Dekker, Inc. New York. 296 p.

Ndiaye, B., Molénat, J., Hallaire, V., Gascuel, Ch., Hamon, Y. 2007. Effects of agricultural practices on hydraulic properties and water movement in solis in Brittany (France). *Soil Tillage Research* 93, 251-263.

Nelson, D.W., Sommers, L.E. 1982. Total carbon, organic carbon, and organic matter. In: PAGE, A.L. (Ed.) Methods of Soil Analysis. Agronomy, vol. 9 (Part 2). American Society of Agronomy, Madison, WI. pp. 539–579.

Pagliai, M., Vignozzi, N., Pellegrini, A. 2004. Soil structure and the effect of management practices. *Soil Tillage Research* 79, 131-143.

Pochet, G., van der Velde, M., Vanclooster, M., Delvaux, B. 2007. Hydric properties of high charge, halloysitic clay soils from the tropical South Pacific region. *Geoderma* 138, 96-109.

Rawls, W.J., Gish, T.J., Brakensiek, D.L. 1991. Estimating soil water retention from soil physical properties and characteristics. *Advances in Soil Science* 16, 213-234.

Rawls, W.J., Pachepsky, Y.A., Ritchie, J.C., Sobecki, T.M., Bloodworth, H. 2003. Effect of soil organic carbon on soil water retention. *Geoderma* 116, 61-76.

Reynolds, W.D., Zebchuk, W.D. 1996. Hydraulic conductivity in a clay soil: two measurement techniques and spatial characterization. *Soil Science Society of America Journal* 60, 1679-685.

Saxton, K.E., Rawls, W.J., Romberger, J.S., Papendick, R.I. 1986. Estimating generalized soil-water characteristics from texture. *Soil Science Society of America Journal* 50, 1031-1036.

Singer, M.J., Ewing, S. 2000. Soil Quality. *In: Sumner, M.E. (ed.) Handbook of Soil Science*, Chapter 11. CRC Press LLC.

Stenberg, B. 1999. Monitoring soil quality of arable land: microbiological indicators. *Acta Agriculturae Scandinavica, Section B - Plant Soil Science* 49(1), 1-24.

Tobón, C., Bruijnzeel, L.A., Frumau, K.F.A., Calvo, J.C. 2010. Changes in soil hydraulic properties and soil water status after conversion of tropical montane cloud forest to pasture in northern Costa Rica. *In: Bruijnzeel, L.A., Scatena, F.N., Hamilton, L.S. (editors). Tropical Montane Cloud Forests: Science for Conservation and Management*. Cambridge University Press, Cambridge, UK. pp.765 -778.

Tobón, C., Bouten, W., Sevink, J. 2001. Monitoring and modelling soil water dynamics in entire forest ecosystems in northwest Amazonia. *Hydrology and Earth System Sciences* 56, 145-156.

Tsui, C., Chen, Z. S., Hsieh, C. F. 2004. Relationships between soil properties and slope position in a lowland rain forest of southern Taiwan. *Geoderma* 123, 131-142.

USDA. 2004. Soil survey laboratory methods manual. Burt, R. (ed) Soil survey investigations report No. 42. 735 p.

van Genuchten, M.TH. 1980. A closed-form equation for predict in the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal* 44, 892-898.

van Genuchten, M.TH., LEIJ, F., WU, L. 2001. Characterization and measurement of the hydraulic properties of unsaturated porous media. Part 1 and Part 2. *Journal of Contaminant Hydrology* 48, 185-188.

Venterea, R.T., Lovett, G.M., Groffman, P.M., Schwarz, P.A. 2003. Landscape patterns of net nitrification in a northern hardwoodconifer forest. *Soil Science Society of American Journal* 67, 527– 539.

Warrick, A., W. 2003. Soil water dynamics. Nueva York, Oxford University Press. 391p.

West, S.L., White, G.N., Deng, Y., McInnes, K.J., Juo, A.S.R., Dixon, J.B. 2004. Kaolinite, halloysite and iron oxides influence on physical behavior of formulated soils. *Soil Science Society of American Journal* 68, 1452-1460.

Williams, R., Ahuja, L., Naney, J. 1992. Comparison of methods to estimate soil water characteristics from limited texture, bulk density, and limited data. *Soil Science* 153, 172-184.

Capítulo 3

3. Monitoreo de la humedad volumétrica del suelo y determinación de las curvas de retención de humedad en *Andisoles* bajo condiciones de ladera

3.1 Introducción

El flujo de agua en el suelo en condiciones no saturadas es el proceso que predomina en el suelo, el cual influye en otros procesos dinámicos, como el almacenamiento de agua y nutrientes, la transmisión de agua a otros horizontes, la regulación de procesos biológicos, controla la evapotranspiración y las reacciones químicas, la actividad de las raíces, entre otros. La zona no saturada del suelo está en contacto directo con la atmósfera a través del flujo de vapor de agua y de gases (Hillel, 1971) y puede ser drásticamente alterada, principalmente por actividades humanas.

En los suelos con mínima pendiente o casi planos, el movimiento del agua dentro del suelo está determinado por las funciones hidráulicas del suelo, asociadas con las propiedades físicas y químicas de este; sin embargo, en condiciones de ladera el movimiento del agua está adicionalmente controlado por el gradiente de inclinación del terreno, lo cual puede inducir flujos laterales

de agua en el suelo, generando variaciones en el contenido de humedad (Miyazaki, 1993; Gavin y Xue, 2007).

Típicamente en una ladera se presentan diferentes gradientes de humedad, de tal manera que el balance de humedad en la cima y el bordo de la ladera es diferente al balance de humedad de la parte baja de esta, lo mismo que en las depresiones o concavidades (Philip, 1991; Miyazaki, 1993). Igualmente procesos hidrológicos como la infiltración, escorrentía y redistribución del agua en el perfil del suelo dependen de la pendiente del terreno, lo cual ha sido demostrado mediante estudios en laboratorio con lisímetros de gran tamaño y aplicación de lluvia simulada o directamente en el campo en monolitos de suelo (Miyazaki, 1993). La presencia de capas impermeables o cambios significativos de las propiedades hidrofísicas de los horizontes del suelo pueden generar flujos laterales de agua y en algunos casos formar planos de falla que incrementan el riesgo de colapso de las laderas (Hewlett y Hibbert, 1963; DiCarlo *et al.*, 1999; Bujang *et al.*, 2006;). Harden y Scruggs (2003) determinaron la tasa de infiltración usando un simulador de lluvias portátil, en suelos de ladera bajo diferentes coberturas. La infiltración varió de 6 a 206 mm.h⁻¹ en terrenos con pendientes bajas de los Andes (Ecuador), de 16 a 117 mm.h⁻¹ en el sur de los Apalaches (USA) y de 0 a 106 mm.h⁻¹ en los montes de Luquillo (Puerto Rico). Estos resultados confirman el efecto que tienen factores como las coberturas, la pendiente y el tipo de suelo sobre la infiltración.

Para determinar el flujo o redistribución del agua en el perfil del suelo, generalmente se han empleado las ecuaciones que explican el movimiento de fluidos a través de medios porosos, tales como la ecuación de Darcy, Darcy-Buckingham, Richard's (Richard, 1931) en las cuales es necesario definir las funciones hidráulicas de retención de humedad ($h-\theta$) y de conductividad hidráulica (K) en el perfil del suelo (Grohmann y Reichardt, 1976; Hillel, 1982; Hillel, 1998),

sin embargo en terrenos con pendientes altas, estas dos funciones se deben conocer adicionalmente a lo largo de la ladera (Miyazaki, 1993).

La curva de retención de humedad del suelo (CRH) se define como la relación entre el contenido de humedad (θ) y el potencial mátrico de un suelo (h), por lo tanto puede obtenerse a partir de medidas simultáneas del contenido de humedad del suelo y del potencial matricial medidos en laboratorio o *in situ*. Bruce y Luxmoore (1986) describen algunos métodos comúnmente usados para dichas determinaciones; sin embargo, en condiciones de campo se presentan limitaciones en los extremos húmedo y seco de la curva, por lo tanto para estos valores, las determinaciones deben hacerse en condiciones de laboratorio (Klute, 1986). Otra limitación radica en determinación de la CRH únicamente mediante el proceso de desorción y como lo mencionan varios autores (van Genuchten, 1980; Hillel, 1982; Warrick, 2003) la relación $\theta - h$ es afectada por el fenómeno de histéresis.

Numerosos modelos y ecuaciones empíricas han sido propuestos para estimar la CRH en forma indirecta. Gardner (1958) desarrolló una ecuación para la función de permeabilidad, la cual posteriormente se aplicó para estimar la CRH; Brooks y Corey (1964) propusieron una relación potencial entre la humedad normalizada y la succión matricial, la cual tiene en cuenta además un índice de distribución de poros y un valor de tensión de entrada de aire, esta ecuación ha sido ampliamente usada y verificada a través de varios estudios (Campbell, 1974; Williams *et al.*, 1983).

van Genuchten (1980) desarrolló una ecuación, la cual relaciona el potencial de succión (h) y el contenido de humedad normalizado o efectivo (Se). Esta es actualmente la ecuación más empleada para estimar la CRH. Williams *et al.*, (1983), usaron una relación lineal entre el logaritmo de la humedad volumétrica y del potencial mátrico para describir la CRH para algunos suelos de Australia.

Algunas de estas ecuaciones no son válidas para valores de humedad a saturación o sequedad, o presentan discontinuidad de la succión a valores de humedad cercanos a saturación. Fredlund y Xing (1994) proponen una ecuación a partir de las mismas variables con tres parámetros de ajuste; cuando no se cuenta con datos de humedad para valores de succión altos, esta ecuación puede ser usada para estimar el comportamiento de la curva de retención en estos rangos.

Carsel y Parrish (1988) reportan los parámetros para la ecuación de van Genuchten para suelos con diferente textura, los valores máximos de humedad a saturación (θ_s) reportados son de $0,486\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ y de humedad residual (θ_r) de $0,109\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$, lo cual limita su uso para otros suelos, como los derivados de cenizas volcánicas de la zona cafetera colombiana, ya que como lo reportan diferentes autores (Henao *et al.*, 1997, Pochet *et al.*, 2007) estos suelos presentan valores de θ_s muy superiores ($0,6$ a $0,72\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$), Fontes *et al.* (2004) reportan para suelos volcánicos en Azores (Portugal) y Tobón *et al.* (2010) para suelos volcánicos en Costa Rica, valores similares.

Otras aproximaciones para estimar la CRH la presentan Madsen *et al.* (1986) quienes compararon dos métodos de laboratorio para determinar la CRH, concluyeron que el método de los platos de presión no representan bien los procesos de retención del agua en el suelo. Bruckler *et al.* (2002) emplearon el método de evaporación con aire caliente para determinar los parámetros del modelo de van Genuchten; método que es aplicable únicamente a pequeñas muestras de suelo asumiendo que las propiedades hidráulicas del suelo son homogéneas. Otro método para estimar la CRH consiste en la construcción de funciones de pedotransferencia a partir de algunas propiedades del suelo, Rawls *et al.* (1991) presentan una completa revisión de algunas aproximaciones realizadas y los métodos empleados para estimar la CRH a partir de las propiedades físicas y químicas del suelo. Otras funciones incluyen la distribución de partículas, densidad aparente, contenido de materia orgánica (Rawls *et al.*,

1986; Saxton *et al.*, 1986; Wösten y van Genuchten, 1988; Vereecken *et al.*, 1989; Gupta y Larson, 1979; Kern, 1995; Rawls *et al.*, 2003; Rajkai *et al.*, 2004; Mermoud y Xu, 2006.

Como se mencionó, para la determinación de la CRH, se requiere medir las variables humedad volumétrica y potencial mátrico del suelo. Uno de los métodos más utilizados y precisos para medir la humedad volumétrica del suelo, es el gravimétrico (Klute, 1986), otros comúnmente usados directamente en el campo, incluyen la atenuación de rayos Gamma y atenuación de Neutrones (Topp y Ferré, 2002). Recientemente el método más utilizado esta basado en la técnica TDR (*Time Domain Reflectometry*) la cual consiste en medir el tiempo de tránsito de una onda electromagnética a través del suelo (Topp *et al.*, 1980; Tomer *et al.*, 1999).

El método TDR, aunque actualmente es el más utilizado, en algunos suelos como aquellos suelos orgánicos o derivados de cenizas volcánicas no es muy preciso (Topp *et al.*, 1980; Tobón *et al.*, 2008), debido a las propiedades específicas de estos suelos. Por esta razón se ha revisado la técnica, se han diseñado nuevos sensores y se han ajustado otros polinomios de estimación (Zegelin *et al.*, 1982; Tomer *et al.*, 1999; Veldkamp y O'Brien, 2000; Robinson *et al.*, 2003a; Robinson *et al.*, 2003b; Walker *et al.*, 2004), pero aun así se requieren hacer calibraciones, bajo condiciones específicas de suelos. Recientemente, se ha desarrollado un método similar denominado FDR, el cual se basa en la formación de un condensador entre los elementos metálicos de una sonda, separados por el suelo (Campbell y Anderson, 1998). Otros métodos para determinar la humedad volumétrica del suelo en forma indirecta, principalmente a escala grande, incluyen el uso de microondas, inducción electromagnética, señales de radio frecuencia y antenas que permiten recibir ondas y señales reflejadas (Topp y Ferré, 2002; Davis y Annan, 2002; McNairn *et al.*, 2002).

El potencial mátrico del suelo, generalmente se determina por medio de tensiómetros (Hillel, 1982; Young y Sisson, 1992; Carter, 1993) los cuales permiten medir la presión de succión en el continuo suelo-agua, a través de una copa porosa de cerámica, conectada a través de un tubo a un manómetro de vacío o un transductor electrónico. Otro método para medir el potencial mátrico, son los sensores de matriz granular, constituidos por dos electrodos recubiertos de yeso y embebidos en una matriz de gránulos, son dispositivos simples y de fácil mantenimiento, pero tienen la desventaja que en suelos con drenaje rápido, las mediciones no son precisas (Young y Sisson, 2002).

De acuerdo con los enunciados anteriores, el objetivo de este capítulo es presentar los resultados de la caracterización de la dinámica de la humedad volumétrica en el perfil de los suelos estudiados, a lo largo de un periodo de humedecimiento y secamiento del suelo y determinar la relación entre la humedad y el potencial mátrico, o curva de retención de humedad, en suelos derivados de cenizas volcánicas en condiciones de ladera.

3.2 Metodología

Para realizar el monitoreo de las variables relacionadas con la dinámica del agua en el suelo, se midieron simultáneamente la humedad volumétrica y el potencial matricial en el suelo a través del tiempo, durante el proceso de redistribución del agua en el perfil del suelo. Se empleó el método del perfil instantáneo reportado por Hillel (1971, 1982, 1998), Grohmann y Reichardt (1976).

Las mediciones se llevaron a cabo en suelos de la Estación Experimental Naranja del Centro Nacional de Investigaciones de Café “Cenicafé” localizada en Chinchiná - Caldas a 4°59' N, 79°39' O, 1400msnm y en la hacienda Maracay,

localizada en Quimbaya – Quindío a 4°36' N, 75°44' O y 1450msnm. En el capítulo 1, se presenta la descripción detallada de los suelos objeto de estudio.

En cada localidad mencionada, se seleccionó un terreno con diferentes grados de pendiente y en este se localizaron y seleccionaron tres unidades de medición con diferente grado de la pendiente. En la localidad Naranjal se seleccionaron las unidades de medición NM-I, NM-II y NM-III con pendientes del 20%, 40% y 70%, respectivamente y en Maracay las unidades MM-I, MM-II y MM-III, con pendientes del 20%, 40% y 75%, respectivamente. En cada una de las unidades de medición se aisló un monolito de suelo de 1,5m de ancho, 6,0m de largo y 1,6m de profundidad, para ello se excavaron zanjas alrededor del bloque hasta una profundidad de 1,8m. Posteriormente se instalaron los siguientes dispositivos:

Sensores de humedad modelo Trase 6005 Wave Guides de 20cm de longitud con tres varillas para medir humedad volumétrica del suelo (θ) con el equipo TDR (*Time Domain Reflectometry*) insertadas horizontalmente en el eje z del perfil del suelo a 10, 20, 30, 45, 60, 80 y 120cm de profundidad en Naranjal y a 10, 30, 45, 60, 80 y 120cm de profundidad en Maracay, estas profundidades incluyeron los horizontes diagnóstico A_p , AB , BW_1 y BW_2 . Cada batería de sensores se ubicaron en las posiciones alta (A), media (M) y baja (B) del bloque de suelo a una distancia del eje x de 1,5; 3,0 y 4,5m del borde superior del bloque, para un total de 21 sensores en Naranjal y 18 en Maracay por cada monolito (Figura 3.1).

Tensiómetros con transductor electrónico *Eijkelkamp Tensior 4* con capa porosa de 4cm para medir la tensión h (potencial mátrico del suelo), instalados a un lado de cada uno de los sensores de humedad del suelo y a la misma profundidad de estos, para la generación de datos pareados.

Una vez instalados estos dispositivos, cada una de las paredes del monolito se cubrió con lámina plástica, con el fin de aislar el área del ingreso y salida de agua.

Posteriormente, todas las excavaciones se taparon con el mismo suelo. Luego se aplicó agua en el suelo, hasta que alcanzó un estado de humedad cercano al punto de saturación, lo cual se logró cuando la tensión registrada en cada uno de los tensiómetros presentó un valor $h \approx 0$. Después de la saturación, el monolito se cubrió permanentemente con barbecho y luego con lámina plástica para impedir la evaporación y a la vez el ingreso de agua lluvia dentro del perfil del suelo. Para evitar ingreso de agua al suelo por escorrentía, se cavaron canales de desviación en la parte alta de la unidad de muestreo.

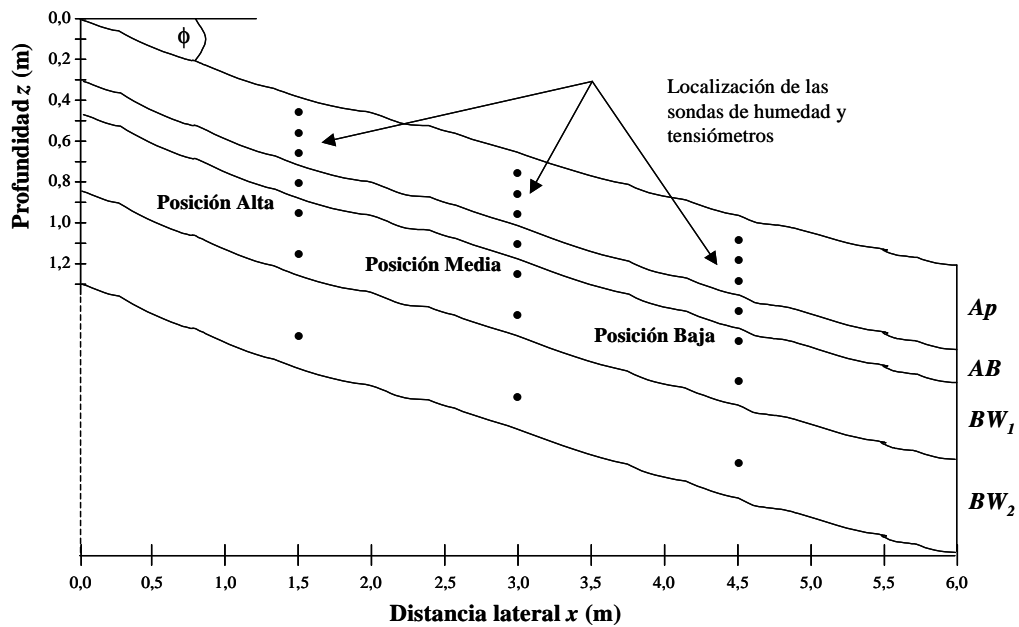


Figura 3.1 Ubicación de las baterías de sensores de humedad y de los tensiómetros en los monolitos estudiados.

3.2.1 Medición de la humedad volumétrica por el método de reflectometría de dominio temporal (TDR)

El método TDR por sus siglas *Time Domain Reflectometry*, es una técnica no destructiva para medir la humedad volumétrica del suelo. Consiste en medir el tiempo de tránsito de una onda electromagnética a través del suelo, la cual es generada por una señal de voltaje y guiada a través de conductores de líneas de transmisión o sensores. Topp *et al.* (1980) midieron el tiempo de tránsito de la onda electromagnética a través de una sonda y lo correlacionaron con la constante dieléctrica del suelo; a partir de esta información generaron un polinomio que relaciona dicha constante con la humedad volumétrica del suelo.

El método requiere la instalación permanente en el suelo de una sonda de transmisión, para este caso se utilizaron sensores de tres varillas en acero inoxidable de 3/16" de diámetro y 20cm de longitud, separadas a una distancia de 2,5cm entre ellas. Las varillas externas van unidas y conectadas a un tubo de acero inoxidable de 5cm de longitud y un diámetro interno de 3,5mm. La varilla central va introducida dentro de este tubo con un aislante y conectada al hilo central de un cable coaxial de 50 ohm (RG 58) y 2m de longitud, las varillas externas se conectan a los hilos externos del cable coaxial, en el extremo de este va conectado un terminal BNC el cual se conecta posteriormente al equipo Trase 6050X1. Luego de acopladas las varillas y el cable, se coloca un molde y se aplica resina P-115 con colorante negro y catalizador, luego que se solidifica se retira el molde y se ajustan los acoples por medio de protectores termoencogibles, para dar firmeza e impedir el ingreso de humedad a los conectores (Figura 3.2).

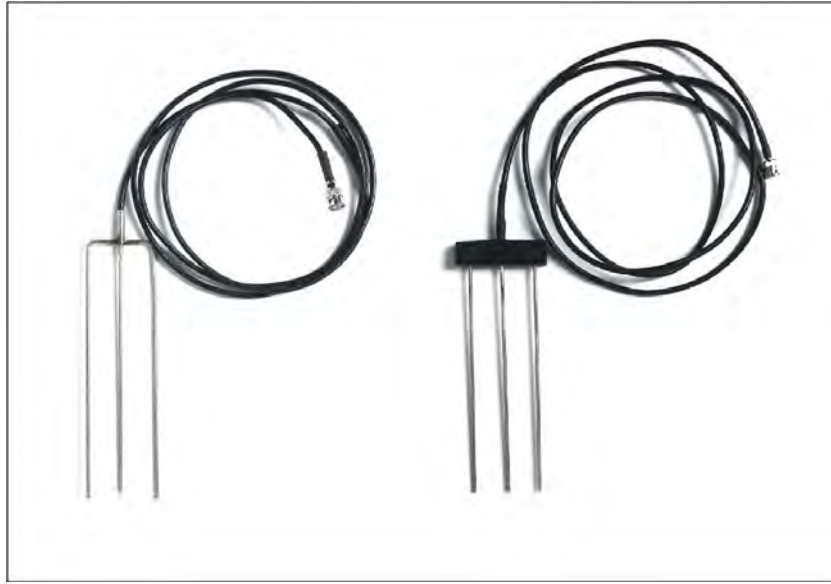


Figura 3.2 Sensores TDR de tres varillas para medir la humedad volumétrica con el equipo Trase 6005X1 (Figura de la izquierda) sensor antes de aplicar la resina, (Figura de la derecha) sensor con resina.

Para medir la humedad volumétrica del suelo, en cada unidad de muestreo, se conectaron uno a uno los sensores a un equipo Trase 6050X1, se realizó la medición y se registró la humedad volumétrica de cada uno de los puntos del perfil del suelo.

- Calibración de los sensores de humedad

En cada horizonte del suelo se tomaron muestras con cilindros de PVC de 30cm de longitud y 10cm de diámetro. En cada muestra se insertó un sensor TDR 6005, el cual se mantuvo fijo durante la duración del periodo de evaluación, luego las muestras se sometieron a saturación por capilaridad durante 48 horas, posteriormente se dejaron drenar libremente y secar al aire a través del tiempo hasta lograr humedad cercana a capacidad de campo. Durante el periodo de drenaje, en cada muestra se midió la humedad volumétrica y la constante dieléctrica, conectando el sensor al equipo TDR Trase, paralelamente, la muestra

se pesó en balanza de precisión. Una vez finalizada la prueba se extrajo el suelo del cilindro y se determinó la masa del suelo seco a 105°C y la densidad aparente, con el fin de calcular la humedad volumétrica por el método directo de laboratorio. Se comparó la humedad medida directamente con el TDR y la medida por el método de laboratorio.

Mediante esta información, se ajustó el polinomio reportado por Topp *et al.* (1980) a los suelos estudiados, con un nivel de ajuste de $R^2 = 0,96$.

$$\theta = -5,3 \times 10^{-2} + 2,92 \times 10^{-2} Ka - 5,5 \times 10^{-4} Ka^2 + 4,3 \times 10^{-6} Ka^3$$

donde, Ka es la constante dieléctrica del suelo.

3.2.2 Medición del potencial mátrico

Para medir el potencial mátrico en campo, se construyeron tensiómetros en tubería de polietileno de ½" y tubería de acrílico transparente de ½", con cápsulas porosas de 4cm de longitud y lector electrónico. La cápsula porosa se unió por medio de resina epóxica a un tubo de 50cm de longitud, en el otro extremo se conectó un tubo de acrílico de 30cm de longitud, y en el extremo de este último un tapón de silicona (Figura 3.3). Antes de instalar los tensiómetros en el suelo, se llenaron con agua desionizada y desaireada y se dejaron sin tapón hasta que la cápsula se saturara completamente, luego se llenaron nuevamente y se colocó el tapón de silicona. Para medir el potencial de succión se utilizó un medidor de vacío electrónico (transductor) y un dispositivo para registro de datos; se conecta el transductor al tensiómetro por medio de una aguja hipodérmica y se registró el potencial de succión o matricial. Para registrar el potencial mátrico se tuvo en cuenta la diferencia de cota entre la columna de agua y la copa porosa.



Figura 3.3 Tensiómetros con medidor electrónico de vacío y sistema para registro de lecturas.

Se monitoreó simultáneamente la humedad volumétrica y el potencial mátrico del suelo a través del tiempo. Se realizó una primera lectura antes de la saturación del suelo y después de esta a las 0,5, 1, 4, 6, 20, 24 horas, el primer día, entre los días 1 y 5, cada 24 horas y entre los días 5 y 70 cada 5 días. A partir de esta información se obtuvieron las curvas de drenaje del suelo y las funciones para estimar la curva de retención de humedad.

3.2.3 Curvas de drenaje del suelo

Las curvas de drenaje del suelo, describen el comportamiento de la humedad volumétrica durante un periodo de drenaje. Estas curvas se obtuvieron mediante el ajuste de los datos de humedad volumétrica registrados a través del tiempo a un modelo no lineal. Para la estimación inicial del modelo, se representaron

gráficamente la humedad en función del tiempo para cada monolito, estos datos se ajustaron a diferentes curvas, posteriormente se seleccionó el modelo que mejor se ajustó a los datos observados, bajo el criterio de decisión del cuadrado medio del error (CME) y el *Pseudo-R*².

Luego el modelo seleccionado, se ajustó a los datos de humedad volumétrica registrados a través del tiempo para cada una de las profundidades en cada uno de los monolitos. La estimación de los parámetros del modelo, de cada una de las curvas se realizó, por el método Marquardt en el programa SAS[®], el algoritmo iterativo de estimación fue Newton con lambda de convergencia.

3.2.4 Ajuste de funciones para las curvas de retención de humedad (CRH)

Para estimar la función de relación entre la humedad volumétrica (θ) y el potencial mátrico del suelo (h o Ψ), se ajustó el modelo de Fredlund y Xing (1994) a las curvas de retención de humedad obtenidas con los valores de θ - h , medidos en campo para cada una de las condiciones mencionadas. Se empleó este modelo ya que es el que mejor se ajusta a los datos de campo en la región húmeda de la curva, donde al parecer ocurre la mayor parte del flujo de agua en estos suelos.

- Bases teóricas de la ecuación de Fredlund y Xing

En el presente modelo se considera la distribución de los poros del suelo por tamaño, la cual se describe por una función $f(r)$, donde $f(r)dr$ es el volumen relativo de poros de radio r a $(r+dr)$ que a su vez corresponden a la cantidad de poros llenos de agua, por lo tanto, el contenido volumétrico de agua en el suelo puede ser expresado con la ecuación (3.1):

$$\theta(R) = \int_{R_{min}}^R f(r) dr \quad \langle 3.1 \rangle$$

donde, $\theta(R)$ corresponde al contenido de agua cuando todos los poros con radio menor o igual a R están llenos de agua, y R_{min} , corresponde a los poros con radio mínimo.

Según la ley de la capilaridad $r = 2T \cos \phi / \psi$, donde r es el radio del poro, T la tensión superficial del agua, ϕ el ángulo de contacto entre el suelo y el agua y ψ la succión mátrica y asumiendo C , como $C = 2T \cos \phi$, para las condiciones extremas de humedad (saturadas y secas) se tiene que: $\psi_{max} = C/R_{min}$ y $\psi_{aev} = C/R_{max}$, donde ψ_{max} es el valor de succión correspondiente a los poros de radio mínimo y ψ_{aev} valor de la succión correspondiente al valor de entrada de aire.

Usando la función de capilaridad, la ecuación $\langle 3.1 \rangle$ se puede expresar como:

$$\theta(\psi) = \int_{\psi_{max}}^{\psi} f(C/h) d(C/h) = \int_{\psi}^{\psi_{max}} f(C/h) (C/h^2) dh \quad \langle 3.2 \rangle$$

La ecuación $\langle 3.2 \rangle$ representa la relación entre la humedad volumétrica θ y la succión h . Si se conoce la función $f(r)$ que describa la distribución del tamaño de poros del suelo, es posible estimar la CRH a partir de la ecuación $\langle 3.2 \rangle$. En el caso que la distribución de poros sea inversamente proporcional al radio de los poros r^2 , es decir $f(r) = A/r^2$ con $A = \text{Constante}$, la relación entre θ y h es:

$$\theta(\psi) = \int_{\psi}^{\psi_{max}} f(Ah^2/C^2) (C/h^2) dh \quad \langle 3.3 \rangle$$

La ecuación (3.3) representa una relación lineal entre el contenido de humedad θ y la succión h . En la mayoría de los casos la relación θ - h , es no lineal, por lo tanto se han planteado otras funciones para describir dicha relación; por ejemplo, cuando la distribución de poros es inversamente proporcional a $r^{(m+1)}$ es decir $f(r) = A/r^{(m+1)}$ la relación entre θ y h está dada por la ecuación (3.4):

$$\theta(\psi) = \int_{\psi}^{\psi_{max}} f(Ah^{m+1}/C^{m+1})(C/h^2) dh \quad (3.4)$$

Para describir la CRH en el rango de succión del suelo (0 a 10^7 hPa) minimizando el error, es necesario fijar los valores de la humedad a cero y máxima succión (humedad saturada (θ_s) y residual (θ_r), respectivamente). Para ello se ha introducido la variable contenido de humedad normalizada: $\Theta = \theta - \theta_r / \theta_s - \theta_r$. La humedad residual se puede obtener experimentalmente en laboratorio en muestras de suelo secas al aire, este es un método subjetivo, por lo cual se recomienda estimarla a partir de la CRH, en la región de bajo contenido de humedad, cuando el gradiente $\partial\theta/\partial h$ tiende a cero (van Genuchten, 1980).

van Genuchten (1980) aplicó la función $f(r) = A/r^{(m+1)}$ y propuso una función para estimar la CRH a partir de la relación entre la humedad normalizada y la succión matricial. Para algunos suelos la CRH estimada a partir de la ecuación de van Genuchten, tiende a cero a valores de succión cercanos a 10^7 hPa, lo cual limita su aplicación, ya que datos experimentales muestran que la humedad volumétrica decrece linealmente a valores de 10^7 hPa, cuando la humedad tiende al valor de humedad residual.

Fredlund y Xing (1994) sugieren la siguiente expresión para estimar la CRH en un amplio rango de succión matricial (ecuación 3.5):

$$\theta(\psi) = \theta_s \int_{\psi}^{\infty} f(h) dh \quad \langle 3.5 \rangle$$

Para describir la CRH (ecuación 3.6), se incluye la función de distribución de poros y una variable de humedad normalizada, que en el caso, que esta sea negativa (cuando θ sea menor a θ_s), la humedad normalizada será $\Theta = \theta/\theta_s$.

$$f(\psi) = \frac{mn(\psi/a)^{n-1}}{a[e + (\psi/a)^n] \left\{ \log [e + (\psi/a)^n] \right\}^{m+1}} \quad \langle 3.6 \rangle$$

Al integrar la ecuación $\langle 3.6 \rangle$, en función de h (ecuación $\langle 3.5 \rangle$), se obtiene la ecuación de Fredlund y Xing (FX) que describe la CRH:

$$\theta = \theta_s \left[1 / \text{Ln} \left(e + (h/a)^n \right) \right]^m \quad \langle 3.7 \rangle$$

Donde, θ corresponde a la humedad volumétrica ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$) a un determinado valor de tensión h (hPa), θ_s el contenido de humedad volumétrica ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$) a saturación ($h=0$ hPa) y a , n , m son parámetros de ajuste que determinan la pendiente y la forma de la curva. Las variables humedad residual (cuando $dh/d\theta \approx 0$), humedad saturada (cuando $h = 0$) y potencial de entrada de aire, pueden ser estimadas a partir de la CRH obtenida con la ecuación de FX (Figura 3.4).

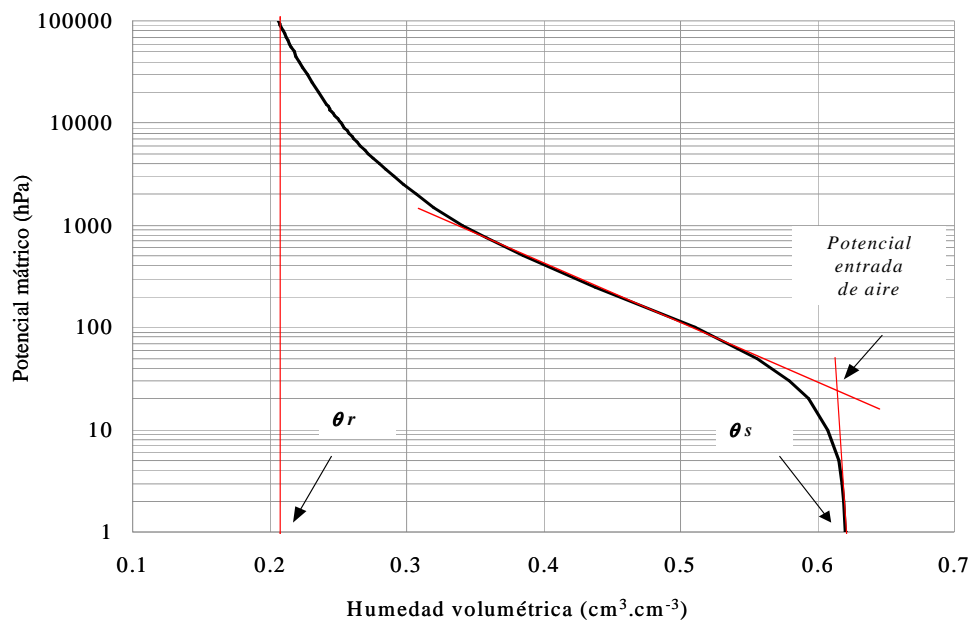


Figura 3.4 Curva de retención de humedad, estimada mediante la ecuación FX, correspondiente a un suelo derivado de cenizas volcánicas de la unidad Chinchiná.

Para ajustar la ecuación (3.7) a las curvas de retención de humedad obtenidas con los valores de $\theta-h$, medidos en campo, se estimaron y optimizaron los parámetros a , n y m , mediante el método Marquardt en el programa SAS®. Los valores iniciales de los parámetros, requisito necesario para lograr la convergencia del modelo, se estimaron a partir del análisis de la gráfica de la CRH de FX.

3.2.5 Análisis estadístico

Con el fin de valorar si existen diferencias del comportamiento de la humedad del suelo debidas al efecto de la pendiente del terreno, así como debidas a los cambios en los horizontes del perfil, se compararon los modelos que describen las curvas de drenaje del suelo; para ello se empleó el método basado en el *principio*

de la suma de cuadrados reducida y prueba de estadístico F (Schabenberger y Pierce, 2002). Inicialmente, se realizó la comparación global, para determinar si un único modelo permitía explicar el proceso de drenaje en las pendientes evaluadas o si existía un modelo de drenaje para cada pendiente.

Para estimar los parámetros de ajuste, de cada uno de los modelos y sus intervalos de confianza, así como para realizar las pruebas de hipótesis, se empleó el método del modelo de regresión no lineal nlin del paquete SAS®. Los intervalos de confianza se construyeron a partir del modelo único, por lo tanto el error estándar de cada parámetro es función del cuadrado medio del error del modelo único, y por lo tanto tienen varianza común.

Para el cálculo se incluyó en el modelo único una función indicador I , que retorna el valor de 1 si determinada condición es cierta y 0 en caso contrario:

$$Y_{ij} = f(t_{i1}) * I_1(j = 1) + f(t_{i2}) * I_2(j = 2) + e_{ij} \quad (3.8)$$

Por ejemplo, si las observaciones corresponden al monolito 1, entonces $I(j=1)$ toma el valor de 1, en caso contrario toma el valor de 0.

Bajo la hipótesis nula, el modelo global de drenaje de los tres monolitos de cada localidad, está dado por un único modelo: $E(\theta_I(t)) = E(\theta_{II}(t)) = E(\theta_{III}(t)) = Y_{ij}(t_{ij})$, si la hipótesis nula no es válida, entonces existen dos o tres modelos globales de drenaje del suelo en cada localidad.

Para realizar la comparación de los modelos por localidad, se estimaron los parámetros del modelo general, que minimizan la suma de cuadrados del error en el ajuste con las n observaciones (SCE_{Total}). Posteriormente se estimaron los parámetros que independientemente minimizan la suma de cuadrados del error en

el ajuste de las n_I , n_{II} y n_{III} observaciones, es decir SCE_{n_I} , $SCE_{n_{II}}$ y $SCE_{n_{III}}$, respectivamente.

Por lo tanto, $SCE_{Total} - (SCE_I + SCE_{II} + SCE_{III})$ es la suma de cuadrados entre los monolitos (pendientes) que tienen q grados de libertad en el numerador y $n-p$, grados de libertad en el denominador, donde q corresponde al rango de la matriz ($q \times p$) y p el número de parámetros asociados a cada modelo.

Para comparar los modelos globales de drenaje de la localidad Naranjal, el estadístico F se denota por:

$$F_{Cal} = \frac{\frac{SCE_{total} - (SCE_I + SCE_{II} + SCE_{III})}{4}}{\left(\frac{SCE_I + SCE_{II} + SCE_{III}}{n_I + n_{II} + n_{III} - 6} \right)} \quad (3.9)$$

Cuando las curvas de drenaje del suelo presentaron diferencias entre monolitos, se compararon individualmente los parámetros entre modelos. Para ello, se planteó un parámetro en función del otro más un factor delta con su intervalo de confianza, por ejemplo para comparar los modelos de drenaje de los monolitos NM-I con NM-II, se compararon los parámetros α_1 vs α_2 y β_1 vs β_2 de dichos modelos, para ello se expresó uno en función del otro, así: $\alpha_2 = \alpha_1 + \delta$ y $\beta_2 = \beta_1 + \delta$; si en uno o ambos casos, el intervalo de confianza de δ no contiene el cero, indica que estadísticamente $\delta \neq 0$ y por lo tanto, $\alpha_1 \neq \alpha_2$ o $\beta_1 \neq \beta_2$; el signo del factor δ indica cuál parámetro es significativamente mayor.

Para comparar tres o más parámetros (β_1 vs β_2 vs $\beta_3 \dots$ vs β_k) se verificó si el intervalo de confianza del parámetro contenía o no el cero, si no lo contenía indica que estadísticamente es diferente de cero, y para determinar si hubo diferencias entre parámetros, se verificó si los respectivos intervalos de

confianza de los parámetros a comparar se traslaparon, el caso negativo implicó diferencias entre parámetros y viceversa.

El modelo empleado para la comparación de las curvas de retención de humedad (CRH) fue:

$$E(\theta_{i,j}) = \theta_s \left[1 / \text{Ln} \left(e + (h_{i,j}/a_j)^{n_j} \right) \right]^{m_j} \quad \langle 3.10 \rangle$$

Donde, $\theta_{i,j}$ y $h_{i,j}$ corresponde a los valores de humedad del suelo y potencial mátrico observados en los monolitos $j = I, II, III$ en cada localidad y a_i, n_i y m_i ; a_{II}, n_{II} y m_{II} y a_{III}, n_{III} y m_{III} , corresponde a los parámetros (asíntotas) para las curvas de los monolitos I, II y III , respectivamente.

Para estimar los parámetros de ajuste, de los modelos de las CRH y sus intervalos de confianza, así como para realizar las pruebas de hipótesis, los modelos general y único con la función indicadora fueron:

$$\text{Modelo general: } E(\theta_{i,j}) = \theta_s \left[1 / \text{Ln} \left(e + (h_{i,j}/a)^n \right) \right]^m \quad \langle 3.11 \rangle$$

Modelo con la función indicadora I :

$$\begin{aligned} E(\theta_{i,j}) = & \theta_{s(i,1)} \left[1 / \text{Ln} \left(e + (h_{i,1}/a_1)^{n_1} \right) \right]^{m_1} * I_1 \\ & + \theta_{s(i,2)} \left[1 / \text{Ln} \left(e + (h_{i,2}/a_2)^{n_2} \right) \right]^{m_2} * I_2 \\ & + \theta_{s(i,3)} \left[1 / \text{Ln} \left(e + (h_{i,3}/a_3)^{n_3} \right) \right]^{m_3} * I_3 + e_{i,j} \end{aligned} \quad \langle 3.12 \rangle$$

3.3 Resultados y discusión

3.3.1 Comportamiento hidrodinámico del agua en el suelo

En la mayoría de los estudios de suelos, las propiedades físicas e hidráulicas se presentan discriminadas por horizontes diagnóstico, asumiendo que dentro de cada horizonte, las propiedades son homogéneas; sin embargo en el presente estudio, de acuerdo con los objetivos específicos de investigar la dinámica del agua en el suelo, se hace necesario discriminar los horizontes diagnóstico en unidades de estudio de menor espesor, por lo tanto los resultados se presentan para capas de suelo de menor espesor que los horizontes diagnóstico, es decir para cada una de las profundidades en que fueron divididos dichos horizontes diagnóstico o nodos.

En las figuras 3.5, 3.6 y 3.7, se presenta la evolución temporal de la humedad volumétrica del suelo o curvas de drenaje, representativas para las unidades de muestreo NM-I, NM-II y NM-III, a cada una de las profundidades evaluadas. Después de la fase de infiltración, el perfil del suelo llega a un estado de humedad cercano a saturación hasta una profundidad de 120cm (día 0), luego se inicia el drenaje y redistribución del agua en el perfil del suelo, periodo en el cual se presentan variaciones de la humedad.

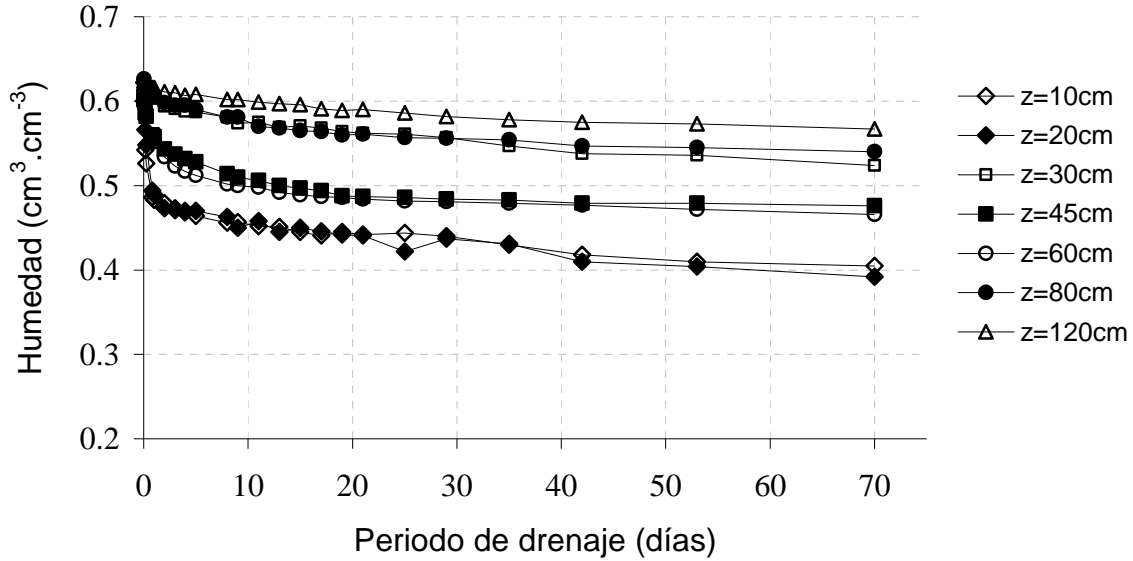


Figura 3.5 Evolución temporal de la humedad volumétrica en la unidad de medición NM-I, posición media (z = profundidad).

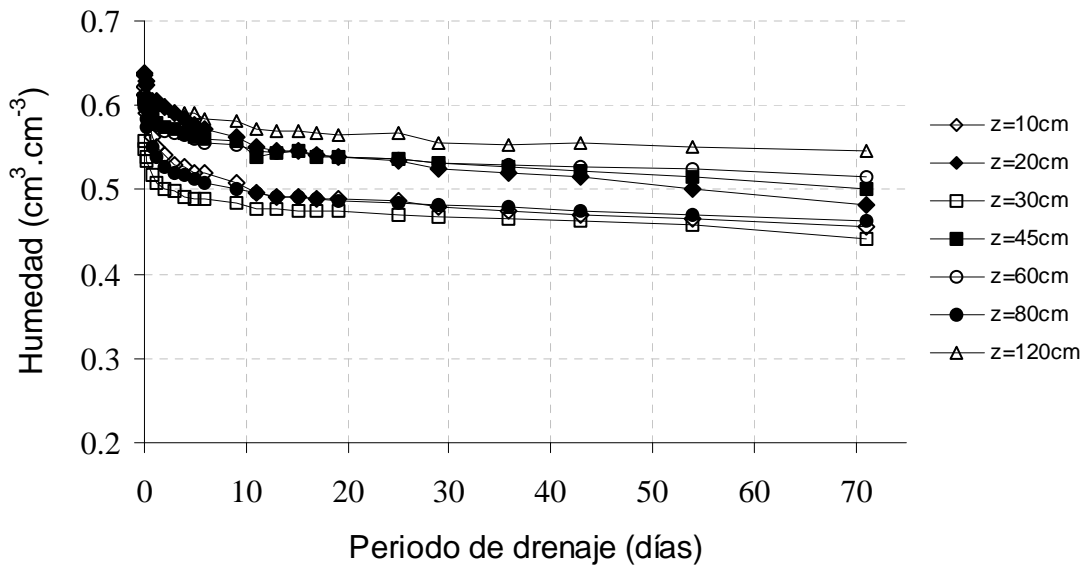


Figura 3.6 Evolución temporal de la humedad volumétrica en la unidad de medición NM-II, posición media (z = profundidad).

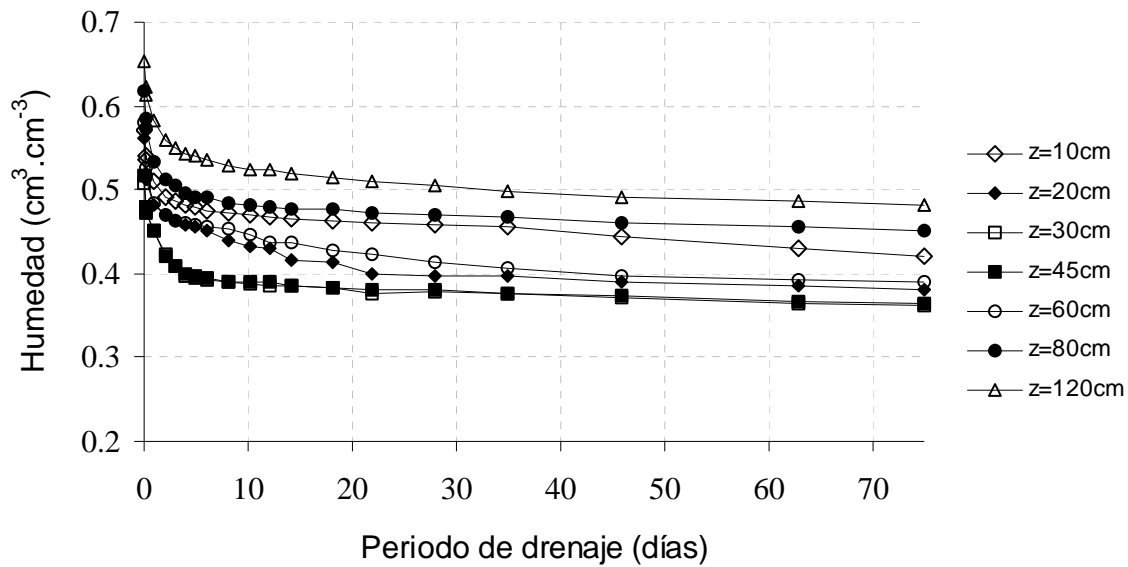


Figura 3.7 Evolución temporal de la humedad volumétrica en la unidad de medición MN-III, posición media (z = profundidad).

En general la humedad volumétrica se redujo drásticamente durante la primera etapa del drenaje (0 – 24 horas), en esta etapa, principalmente los poros de mayor tamaño son los que conducen el agua (Hillel, 1998), de allí que en los horizontes con mayor proporción de macroporos (horizontes *Ap* y *AB*) los cambios en la humedad fueron mayores. Posteriormente, sigue un drenaje lento en el cual los cambios en la humedad volumétrica a través del tiempo son mínimos, es decir que la condición $\partial\theta/\partial t \approx 0$, solo se alcanzó hasta el día 70. La reducción lenta de la humedad, también ha sido reportada por otros autores (Dirkson, 1991) y puede estar relacionada con la alta capacidad de retención de humedad del suelo, propia de los *Andisoles* y con la presencia de un horizonte *BW* (a una profundidad entre 80 y 120cm) que permanece a humedad cercana a saturación durante todo el tiempo de evaluación.

A escala del perfil, en los primeros 10cm del horizonte *Ap*, la humedad del suelo se redujo cerca del 38% durante 70 días aproximadamente, de esta reducción de

humedad, alrededor del 20% ocurrió durante las primeras 24 horas del periodo de drenaje. Similar comportamiento se presentó en las demás profundidades evaluadas, excepto en el horizonte BW_2 a 120cm de profundidad, donde la humedad del suelo se redujo cerca del 20% durante todo el periodo de drenaje y de esta entre 8 y 10% en las primeras 24 horas.

En NM-I, posición alta (A) en los primeros 20cm de profundidad la humedad pasó de $0,63\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ a $0,39\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ en un periodo de 70 días, mientras que a 120cm de profundidad pasó de $0,61\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ a $0,56\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ en el mismo periodo de tiempo; similar comportamiento se presentó para las posiciones media (M) y baja (B) de la misma unidad de medición. En NM-II, la humedad se redujo de $0,64\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ a $0,46\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ en los primeros 20cm de profundidad de la posición A, a los 45cm y 80cm ocurrió un comportamiento similar, lo cual coincide con cambios en la densidad aparente y en la porosidad del suelo a estas profundidades, a 120cm el gradiente de humedad fue muy estrecho. En la unidad de medición NM-III, se presenta una disminución de la densidad aparente y aumento de la porosidad a partir de los 45cm de profundidad, lo cual influye para que el gradiente de humedad sea mayor a estas profundidades.

Como se observa, estos suelos se caracterizan por presentar alta humedad en profundidad, en este caso el flujo de agua no es necesariamente pequeño a bajos gradientes de humedad, lo que indica claramente que el potencial gravitacional controla el flujo de agua, ya que cuando la humedad entre capas subyacentes es alta, el gradiente matricial tiende a ser pequeño, por lo tanto el movimiento tiende a estar bajo la influencia de la gravedad. Durante el tiempo de evaluación, el contenido de humedad del suelo no se redujo por debajo de $0,34\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$, que bajo las condiciones de la medición corresponde a un potencial matricial de aproximadamente 300hPa, lo cual se convierte en una limitación del método del perfil instantáneo, para la modelación del flujo del agua en estos suelos, dado que los valores de conductividad hidráulica no saturada

que se obtienen, sólo son válidos para un rango estrecho de potenciales; pero esto a su vez expresaría las condiciones reales de estos suelos.

En las Figuras 3.8, 3.9, 3.10, se presenta la evolución temporal de la humedad volumétrica, representativas para las unidades de muestreo MM-I, MM-II y MM-III. Al igual que en los suelos de la unidad Chinchiná, en Montenegro se observó una rápida disminución en el contenido de humedad durante las primeras horas después del periodo de infiltración, bajo estas condiciones el potencial matricial es nulo, por lo tanto en esta etapa, solamente el potencial gravitacional tiene influencia en el movimiento del agua en el suelo. Posteriormente los cambios en la humedad del suelo a través del tiempo fueron mucho menores, igualmente se presentan pequeños incrementos del potencial matricial a medida que el suelo pierde humedad.

En el primer horizonte (A_p) de la unidad de medición MM-I, la humedad se redujo hasta $0,40\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ mientras que en el horizonte BW_2 localizado a una profundidad superior a los 100cm, la humedad del suelo solamente se redujo de $0,67\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ a $0,60\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$. Esta condición, sumada con la presencia de un horizonte arenoso BW_1 , con alta conductividad hidráulica, podría generar flujo lateral de agua, ya que en los horizontes superficiales el flujo es dominado por el movimiento vertical no saturado y en el contacto con el horizonte BW_2 , resulta la formación de una zona de saturación, la cual se convierte en una zona de descarga lateral de la pendiente. Tal como lo menciona Weyman (1973) el flujo lateral ocurre cuando se presentan cambios substanciales en las propiedades de los horizontes o cuando se forman capas impermeables. En las unidades de muestreo MM-II y MM-III, se presentó el mismo comportamiento.

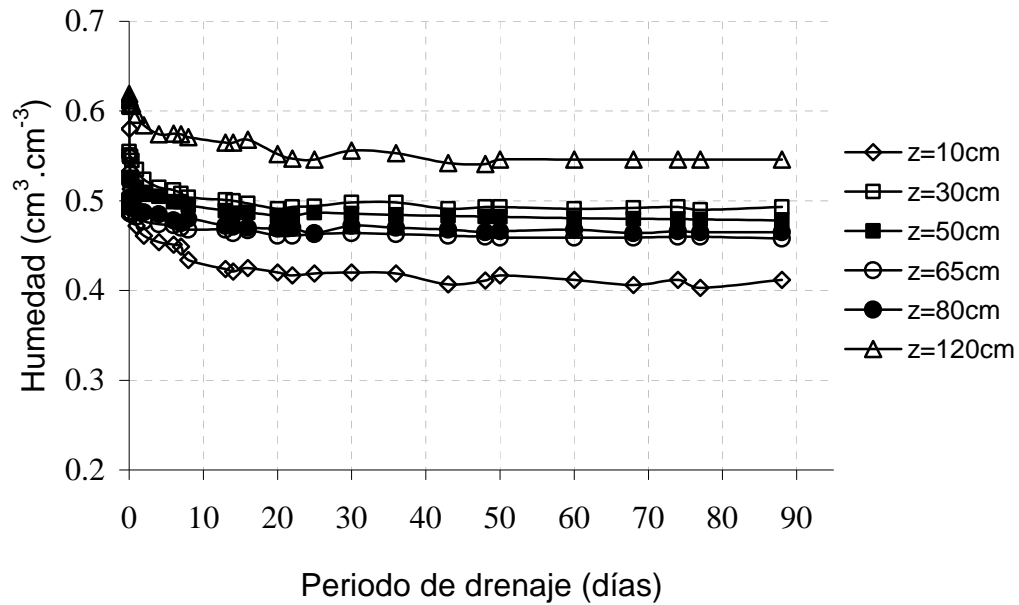


Figura 3.8 Evolución temporal de la humedad volumétrica en la unidad de medición MM-I, posición media (z = profundidad).

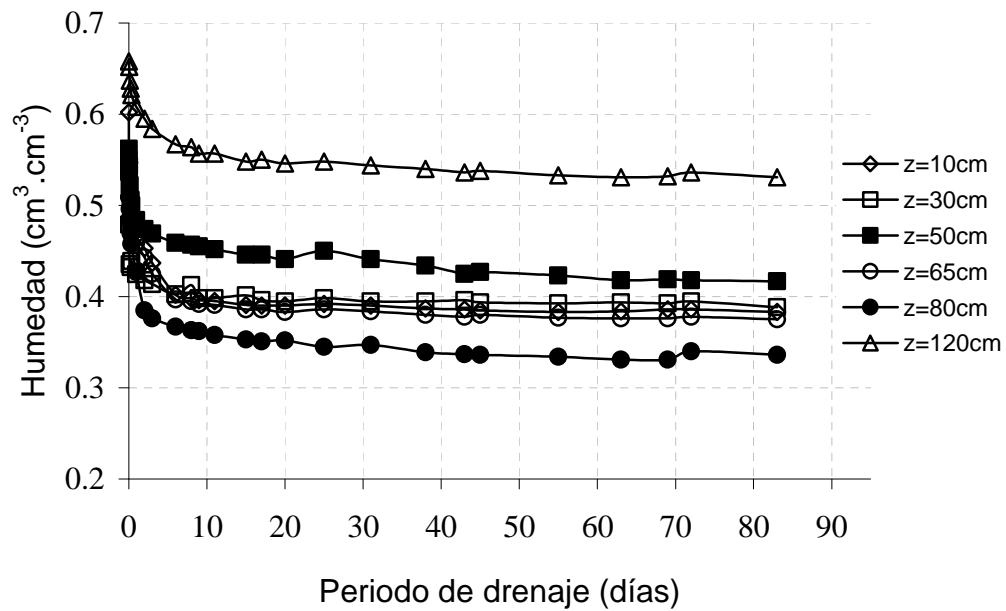


Figura 3.9 Evolución temporal de la humedad volumétrica en la unidad de medición MM-II, posición media (z = profundidad).

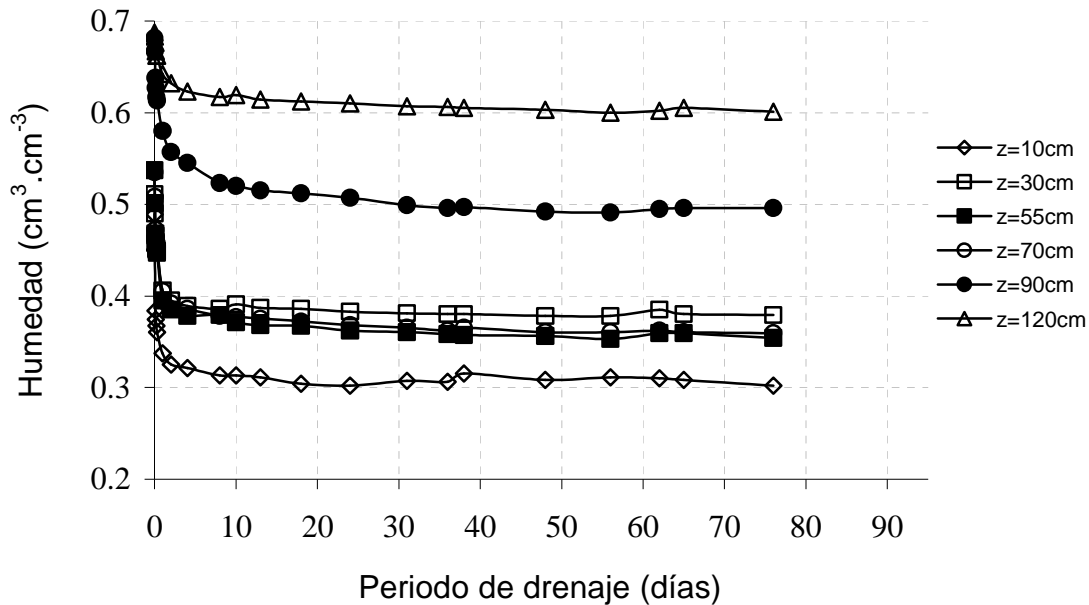


Figura 3.10 Evolución temporal de la humedad volumétrica en la unidad de medición MM-III, posición media (z = profundidad).

3.3.2 Ajuste de las curvas de drenaje

Los resultados obtenidos mostraron que el modelo potencial (ecuación 3.13), fue el que mejor se ajustó al comportamiento de la humedad volumétrica con relación al tiempo:

$$E(\theta_{ij}) = \alpha_j t_{ij}^{-\beta_j} \quad \langle 3.13 \rangle$$

Donde, θ_{ij} corresponde a las mediciones de humedad volumétrica realizadas en el tiempo t_{ij} . El parámetro α de la anterior ecuación está asociado con el contenido inicial de humedad en el suelo y el parámetro β con la tasa de secamiento del suelo; valores de alfa altos, implican un contenido de humedad inicial alto y viceversa, mientras que valores de beta bajos, una menor tasa de drenaje del suelo. Hewlett y Hibbert (1963) también encontraron que el modelo potencial, explicó el flujo de agua en suelos de ladera.

Para estimar los parámetros de ajuste α y β , y los intervalos de confianza del modelo para cada una de las condiciones evaluadas, se empleó la siguiente ecuación, de acuerdo con el método reportado por Schabenberger y Pierce (2002):

$$\theta_{ij} = \alpha_1 t_{i1}^{-\beta_1} I_1 + \alpha_2 t_{i2}^{-\beta_2} I_2 + \dots + \alpha_k t_{ij}^{-\beta_k} I_k + e_{ij}. \quad \langle 3.14 \rangle$$

En la Tabla 3.1, se presentan los valores de la suma de cuadrados del error del modelo general (CME_{total}) y de los modelos individuales para cada una de las pendientes evaluadas, en cada suelo. Al comparar las curvas de drenaje del suelo entre monolitos (pendientes) se encontró evidencia estadística, que tanto en los suelos de la unidad Chinchiná ($F=114,74$; $p < 0,001$) como en la unidad Montenegro ($F=10,24$; $p < 0,001$) las curvas de drenaje del suelo difieren entre pendientes.

Tabla 3.1 Suma de cuadrados del error (SCE), de los modelos de drenaje general e individual, para los suelos de las unidades Chinchiná y Montenegro.

| Unidad Chinchiná | SCE | n | gl |
|--------------------------|------------|----------|-----------|
| Total | 6,1996 | 1701 | 2 |
| NM - I | 1,3306 | 567 | 565 |
| NM - II | 1,5074 | 546 | 544 |
| NM - III | 2,0406 | 588 | 586 |
| Unidad Montenegro | | | |
| Total | 8,4671 | 1350 | 2 |
| MM-I | 2,8282 | 504 | 502 |
| MM-II | 2,0802 | 450 | 448 |
| MM-III | 3,3083 | 396 | 394 |

El valor del parámetro α fue menor en los monolitos de pendiente mayor, lo cual indica que la humedad inicial al momento de la evaluación del flujo de agua en el

suelo, fue más baja en estos suelos; lo que indica que la pendiente del terreno juega un papel importante en la acumulación y almacenamiento de agua en el suelo, ya sea por el efecto de las propiedades físicas del suelo (Tsui *et al.*, 2004; Bormann, 2010) tal como se mencionó en el Capítulo 2, o por efecto de la pendiente sobre procesos hidrológicos como la escorrentía (Miyazaki, 1993). El valor del parámetro β , aumentó con el grado de inclinación de la pendiente, en los suelos de mayor pendiente el proceso de drenaje fue más rápido. Los valores de conductividad hidráulica saturada y porosidad total fueron más altos en los monolitos de mayor pendiente, lo cual explica las variaciones del comportamiento hidrológico del suelo por efecto de la pendiente del terreno.

En la Tabla 3.2, se presentan los valores del factor delta (δ) y sus respectivos intervalos de confianza, para la comparación de los parámetros α y β entre monolitos en cada uno de los suelos. Los intervalos de confianza del factor δ , indican que el parámetro α de las curvas de drenaje de los monolitos NM-I y NM-II, es igual estadísticamente ($[-0,00506 \quad 0,00829]$), ya que este contiene el valor de cero; mientras que el intervalo de δ , para la comparación del mismo parámetro entre los monolitos NM-II y NM-III, no contiene el cero, lo cual indica que $\alpha_{\text{NM-II}} \neq \alpha_{\text{NM-III}}$; es decir que los modelos de drenaje de los monolitos NM-I y NM-II, responden a una curva de secamiento y el monolito NM-III a otra curva.

En los suelos de la unidad Montenegro se presenta una condición similar, los parámetros $\alpha_{\text{MM-I}} \text{ vs } \alpha_{\text{MM-II}}$ y $\beta_{\text{MM-I}} \text{ vs } \beta_{\text{MM-II}}$ son iguales estadísticamente, pues los intervalos de confianza de δ ($[-0,0196 \quad 0,00183]$, $[-0,00015 \quad 0,0114]$ para α y β respectivamente) contiene el valor de cero; mientras que los parámetros $\alpha_{\text{MM-II}} \text{ vs } \alpha_{\text{MM-III}}$ y $\beta_{\text{MM-II}} \text{ vs } \beta_{\text{MM-III}}$ difieren estadísticamente, por lo tanto al igual que para los suelos de la unidad Chinchiná, en Montenegro los modelos de drenaje de los monolitos MM-I y MM-II, responden a una misma curva de secamiento y el monolito MM-III a otra curva. Estos resultados demuestran que en los suelos de las unidades Chinchiná y Montenegro, el flujo de agua es más rápido en terrenos

con pendientes mayores al 70%, lo cual implica que la disponibilidad y almacenamiento de agua en los terrenos de ladera puede ser menor.

Tabla 3.2 Valores del factor delta (δ) con sus respectivos intervalos de confianza, para la comparación de los parámetros α y β entre monolitos, en suelos de las unidades Chinchiná y Montenegro.

| Comparación | δ | Error estándar | Intervalo de confianza ($p < 0,05$) | |
|---------------------------------------|----------------------------|-----------------------|--|---------|
| α_{NM-I} vs α_{NM-II} | 0,0016 | 0,0034 | -0,0050 | 0,0082 |
| α_{NM-I} vs α_{NM-III} | -0,0533 | 0,0032 | -0,0597 | -0,0469 |
| α_{NM-II} vs α_{NM-III} | -0,0548 | 0,0032 | -0,0614 | -0,0485 |
| β_{NM-I} vs β_{NM-II} | 0,0056 | 0,0016 | 0,0025 | 0,0088 |
| β_{NM-I} vs β_{NM-III} | 0,0110 | 0,0014 | 0,0081 | 0,0139 |
| β_{NM-II} vs β_{NM-III} | 0,0053 | 0,0015 | 0,0022 | 0,0084 |
| α_{MM-I} vs α_{MM-II} | -0,0088 | 0,0054 | -0,0196 | 0,0018 |
| α_{MM-I} vs α_{MM-III} | -0,0270 | 0,0055 | -0,0380 | -0,0161 |
| α_{MM-II} vs α_{MM-III} | -0,0181 | 0,0056 | -0,0292 | -0,0070 |
| β_{MM-I} vs β_{MM-II} | 0,0056 | 0,0029 | -0,0001 | 0,0114 |
| β_{NM-I} vs β_{NM-III} | 0,0086 | 0,0032 | 0,0022 | 0,0150 |
| β_{MM-II} vs β_{MM-III} | 0,0029 | 0,0030 | -0,0030 | 0,0090 |

3.3.3 Ajuste de las curvas de retención de humedad

Las curvas de retención de humedad obtenidas con los datos medidos en campo, se ajustaron al modelo FX de Fredlund y Xing (ecuación 3.7), mediante la estimación de los parámetros a , n y m de dicha ecuación. Aunque en la mayoría de los casos se utilizan únicamente como parámetros de ajuste del modelo, estos

tienen significado físico, así: el parámetro a está inversamente relacionado con la entrada de aire al suelo o presión de burbujeo, suelos de textura gruesa presentan valores de a más bajos que aquellos de textura fina, el parámetro n está relacionado con la porosidad y conectividad entre poros, por lo tanto con la textura del suelo, su valor aumenta a medida que aumenta el contenido de arena, y el parámetro m está relacionado con la forma de la curva, a medida que el valor de este parámetro aumenta, la pendiente de la curva es mayor en el rango de succión alto.

Para cada posición, profundidad por cada monolito se estimaron los parámetros a , n , m de dicha ecuación, así como la $RECM$; la variable humedad saturada necesaria para aplicar el modelo FX, se tomó como el máximo valor de humedad registrado en el campo después del humedecimiento del monolito de suelo. Con el fin de evitar la estimación de parámetros negativos, para la optimización de estos se impusieron algunas restricciones, así: el parámetro $a \geq 2,5$, $n \geq 1,5$ y $m \geq 0,05$.

En los suelos de la unidad Chinchiná estudiados, el parámetro a fluctuó entre 10,0862 y 185,7289, n entre 0,8129 y 14,7335 y m entre 0,0515 y 0,8617; y en los suelos de la unidad Montenegro, a fluctuó 12,9810 y 96,9854, n entre 0,9249 y 20,5134 y m entre 0,03163 y 0,6513; el rango amplio en los valores de estos parámetros, muestran que las CRH son igualmente variables entre suelos y entre horizontes. Los parámetros a , n y m tiene significado físico (Fredlund y Xing, 1994), en este caso se mencionan solamente como valores de ajuste del modelo.

A manera de ejemplo en las Figuras 3.11 y 3.12, se presentan las CRH observadas y ajustadas, para los monolitos NM-I y MM-I en la posición alta a diferentes profundidades, en estas se puede observar el efecto de los parámetros a , n y m en la forma y pendiente de la curva.

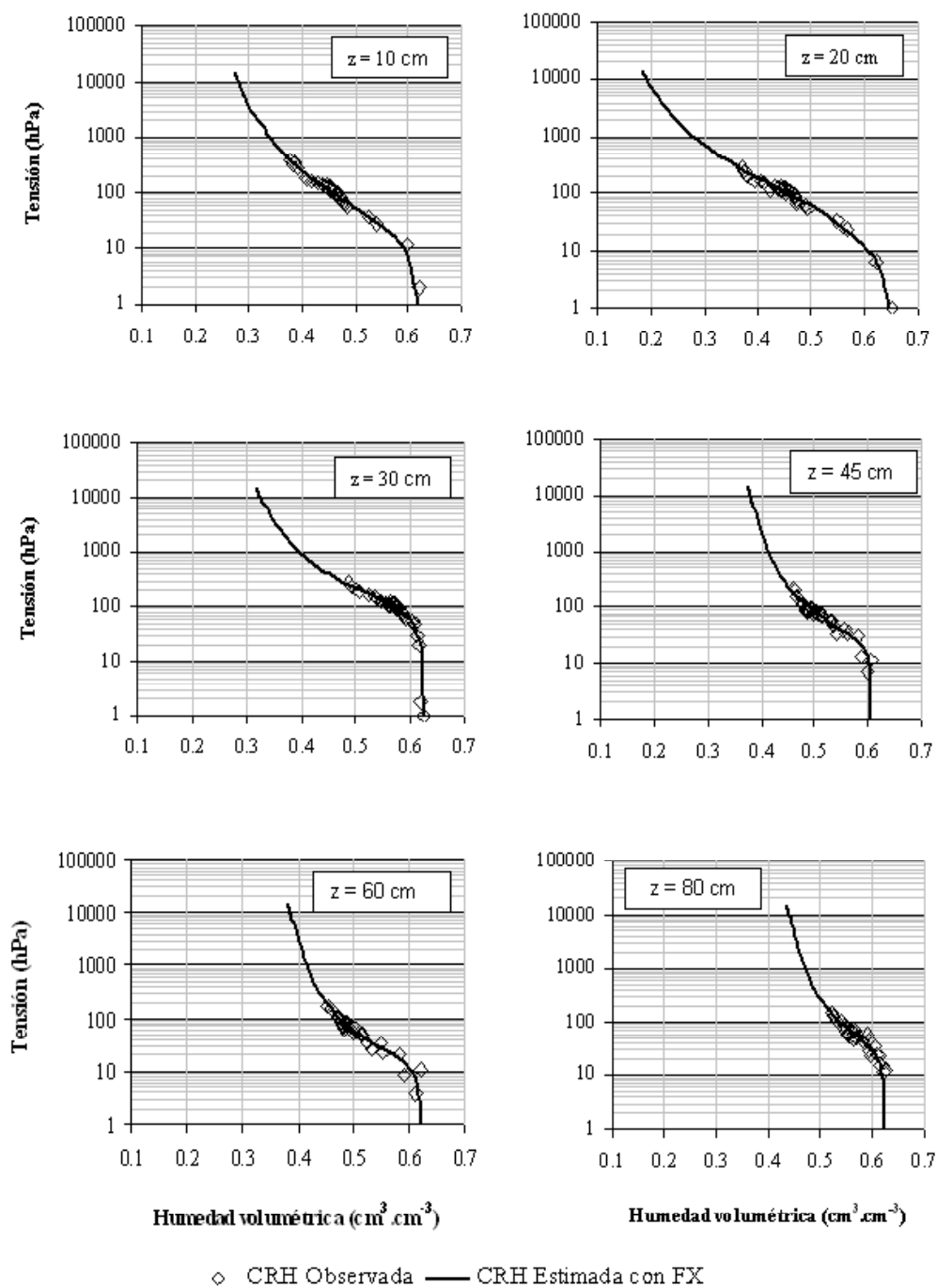


Figura 3.11 Curvas de retención de humedad obtenidas con los datos observados en campo y estimadas a partir de la función FX, para el monolito NM-I en la posición alta a diferentes profundidades (z).

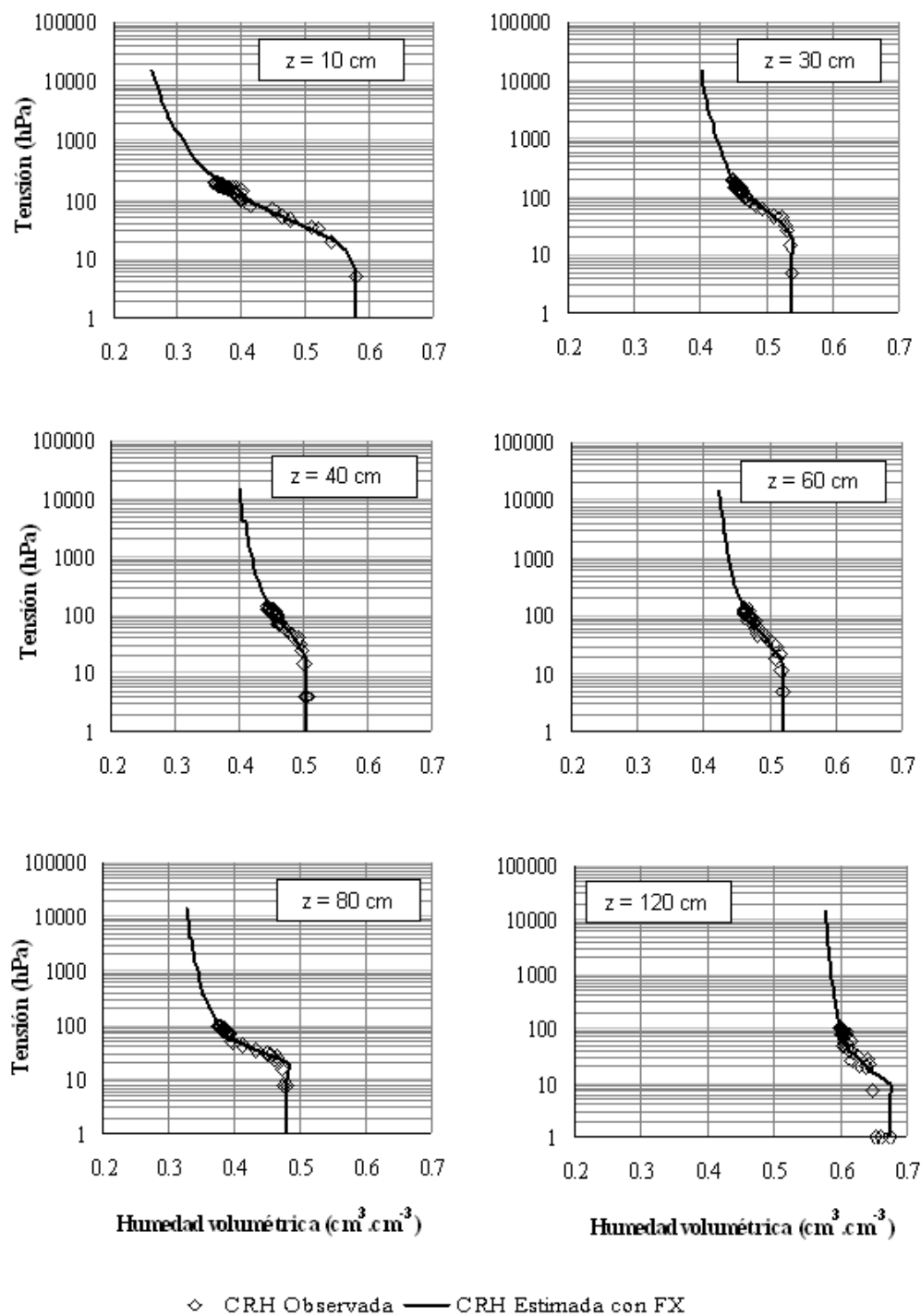


Figura 3.12 Curvas de retención de humedad obtenidas con los datos observados en campo y estimadas a partir de la función FX, para el monolito MM-I, en la posición alta a diferentes profundidades (z).

Las CRH obtenidas a partir de la ecuación FX, tienen la forma típica de “S” invertida, aunque el rango de humedad del suelo entre humedad a saturación y residual es muy estrecho, principalmente para profundidades mayores a 40cm, estos resultados son similares a los obtenidos por otros autores para suelos derivados de cenizas volcánicas (Comegna *et al.*, 1996; Fontes *et al.*, 2004; Pochet *et al.*, 2007).

En general, en las CRH se pueden diferenciar varias regiones, una primera región de la curva con pendiente muy alta, que va desde una tensión $h=0$ hPa hasta $h=20$ hPa aproximadamente, que muestra muy pequeños cambios de la humedad con incrementos de succión; esto denota la baja proporción de macroporos en la matriz del suelo o una amplia distribución en el tamaño de estos. Le sigue una región de menor pendiente cuya amplitud depende de la profundidad a la cual se determinó la curva y una tercera región en la cual se incrementa fuertemente la pendiente de la curva y en la cual la variación de la humedad con respecto a la succión tiende a cero e indica el valor de la humedad residual (θ_r).

En algunos casos, los valores estimados de los parámetros a , n y m del modelo FX, para obtener la CRH, fueron estadísticamente iguales a cero, lo cual indica que en ese caso, el parámetro no es significativo y por lo tanto, no representaría la variación de una variable en función de la otra. Este comportamiento se presentó en algunos casos, en las estimaciones de la CRH a 80cm y 120cm de profundidad y se debe al aumento de la humedad del suelo a dichas profundidades durante el periodo de drenaje, lo que implica que a estas profundidades el suelo acumuló agua, posiblemente producto del drenaje de horizontes superiores.

En las Figuras 3.11 y 3.12, se puede observar como a medida que el valor del parámetro m aumenta, la pendiente de la CRH disminuye y tiende hacia la zona seca de la curva, lo cual está asociado a su vez con menores valores de humedad

residual (θ_r); en las profundidades 80cm y 120cm del monolito MM-I (Figura 3.11), se observa el efecto del parámetro n , en la formación de una pequeña meseta en la CRH, lo cual afecta la retención de humedad; a medida que la pendiente de la curva es mayor, el gradiente de la humedad con respecto a la succión es menor, este comportamiento es común en suelos bien estructurados como el caso de los *Andisoles*. Con referencia al parámetro a , se observa que valores altos de este parámetro, están asociados con un mayor valor del potencial de succión de entrada de aire y viceversa, tal como lo muestran las Figura 3.11 y 3.12.

A pesar que la retención de humedad de estos suelos, a valores de succión por encima de 15.000hPa o agua residual (θ_r), es muy alta ($>0,25\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$), el volumen de agua disponible para las plantas es alto, debido a su alta humedad a saturación ($>0,6\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$). Los valores altos de θ_r de los suelos estudiados, se deben básicamente a la alta microporosidad, asociada a los minerales de los suelos derivados de cenizas volcánicas (alófana, imogolotia, haloisita) los cuales puede estar desde completamente hidratados hasta deshidratados (Pochet *et al.*, 2007). Estas condiciones de humedad, muestran la alta capacidad de retención y almacenamiento de agua de estos suelos, y a su vez el valor que representan en la regulación hidrológica en los agroecosistemas cafeteros.

- Comparación de los parámetros de las CRH

Aunque el objetivo por el cual se estimaron las CRH a diferentes profundidades y posiciones en los diferentes monolitos, es apoyar el proceso de modelación del flujo del agua en el perfil del suelo; se realizó análisis de varianza para verificar si las CRH difieren entre posiciones o entre profundidades en cada monolito y por lo tanto puedan afectar este flujo. Los resultados de la suma de cuadrados reducida, indican que existen diferencias significativas de las CRH entre posiciones en los monolitos NM-I ($F=20,13$ $p<0,001$), NM-II ($F= 66,25$, $p<0,001$) y NM-III ($F=7,79$, $p<0,001$), por lo tanto se compararon los parámetros respectivos.

En las Tablas 3.3, 3.4 y 3.5, se presenta la comparación individual entre las posiciones alta (A), media (M) y baja (B), para los monolitos NM-I, NM-II y NM-III, respectivamente. Como se puede observar, en la mayoría de las comparaciones, el intervalo de confianza del factor delta (δ) incluye el valor de cero (0), lo cual indica que dicho factor estadísticamente es igual a cero y por lo tanto no hay diferencias del parámetro que se compara entre posiciones.

Cuando se comparan los parámetros de las CRH de NM-I entre las posiciones A vs B y M vs B, se observa que estadísticamente los tres parámetros son iguales, por lo tanto dichas posiciones se ajustan a una misma curva; en los monolitos NM-II y NM-III, se presenta una condición similar. Excepcionalmente, se presentaron algunas diferencias estadísticas así: en el parámetro n del monolito NM-I al comparar las posiciones alta y media, en los parámetros a y n del monolito NM-II al comparar las posiciones alta y baja y del parámetro a de NM-III al comparar las posiciones media y baja y de n y m al comparar las posiciones alta y baja.

Tabla 3.3 Comparación de los parámetros α , n y m entre las posiciones alta (A), media (M) y baja (B) del monolito NM-I. Suelos de la unidad Chinchiná.

| Parámetro | Comparación entre posiciones | δ | Error estándar | Intervalo de confianza ($p < 0,05$) | |
|-----------|------------------------------|----------|----------------|---------------------------------------|---------|
| a | A vs M | 114,20 | 368,70 | -610,10 | 838,50 |
| | A vs B | 29,33 | 36,56 | -42,48 | 101,10 |
| | M vs B | -84,87 | 370,10 | -811,90 | 642,20 |
| n | A vs M* | -0,7697 | 0,3231 | -1,4044 | -0,1351 |
| | A vs B | -0,3870 | 0,3012 | -0,9785 | 0,2046 |
| | M vs B | 0,3827 | 0,2658 | -0,1394 | 0,9049 |
| m | A vs M | 0,3283 | 0,9129 | -1,4648 | 2,1214 |
| | A vs B | 0,2185 | 0,2504 | -0,2734 | 0,7104 |
| | M vs B | -0,1098 | 0,9334 | -1,9432 | 1,7236 |

*Indica diferencias estadísticas significativas ($p > 0,05$).

Tabla 3.4 Comparación de los parámetros α , n y m entre las posiciones alta (A), media (M) y baja (B) del monolito NM-II. Suelos de la unidad Chinchiná.

| Parámetro | Comparación entre posiciones | δ | Error estándar | Intervalo de confianza ($p < 0,05$) | |
|-----------|------------------------------|----------|----------------|---------------------------------------|--------|
| a | A vs M | -163,4 | 327,7 | -807,2 | 480,4 |
| | A vs B* | -191 | 323,4 | 826,3 | 444,4 |
| | M vs B | -27,57 | 56,23 | -138,1 | 82,89 |
| n | A vs M | 0,2315 | 0,2541 | -0,2677 | 0,7307 |
| | A vs B* | 0,5222 | 0,2268 | 0,0766 | 0,9678 |
| | M vs B | 0,2907 | 0,2602 | -0,2205 | 0,8018 |
| m | A vs M | -0,5086 | 0,9661 | -2,4064 | 1,3892 |
| | A vs B | -0,4720 | 0,9338 | -2,3064 | 1,3623 |
| | M vs B | 0,0366 | 0,3122 | -0,5767 | 0,6500 |

*Indica diferencias estadísticas significativas ($p > 0,05$).

Tabla 3.5 Comparación de los parámetros α , n y m entre las posiciones alta (A), media (M) y baja (B) del monolito NM-III. Suelos de la unidad Chinchiná.

| Parámetro | Comparación entre posiciones | δ | Error estándar | Intervalo de confianza ($p < 0,05$) | |
|-----------|------------------------------|----------|----------------|---------------------------------------|---------|
| a | A vs M | 0,4623 | 2,6532 | -4,7488 | 5,6734 |
| | A vs B | -4,5390 | 2,6507 | -9,7453 | 0,6672 |
| | M vs B* | -5,0013 | 1,9976 | -8,9248 | -1,0779 |
| n | A vs M | 1,1565 | 0,6386 | -0,0977 | 2,4106 |
| | A vs B* | 2,0711 | 0,9449 | 0,2152 | 3,9269 |
| | M vs B | 0,9146 | 1,0399 | -1,1279 | 2,9571 |
| m | A vs M | -0,0408 | 0,0478 | -0,1347 | 0,0531 |
| | A vs B* | -0,0994 | 0,0448 | -0,1873 | -0,0115 |
| | M vs B | -0,0586 | 0,0336 | -0,1246 | 0,0075 |

*Indica diferencias estadísticas significativas ($p > 0,05$).

En los suelos de la unidad Montenegro, los pares de valores de humedad del suelo y potencial mátrico registrados en el campo, no cubrieron un rango amplio de la curva de retención de humedad, lo cual dificulta la estimación de los parámetros y la optimización del modelo; dado que existe alta correlación entre los parámetros n y m del modelo FX. Para efectos de comparar las CRH entre las tres posiciones por monolito en dichos suelos (unidad Montenegro), se expresó el parámetro m en función de n , mediante la función $m = 1/(2 * n)$, y se estimaron y optimizaron solamente los parámetros a y n , lo cual facilitó el ajuste del modelo.

En la Tabla 3.6 se presentan dichos parámetros estimados por monolito y posición, así como el error estándar y los intervalos de confianza correspondientes. En esta tabla, se puede observar que existe una relación inversa entre el grado de inclinación de la pendiente y el parámetro a y una relación directa con el parámetro n .

Los resultados de la suma de cuadrados reducida, indican que existen diferencias significativas de las CRH entre posiciones únicamente en el monolito MM-III ($F=14,93$ $p < 0,001$). En los demás monolitos no se presentaron diferencias entre las CRH obtenidas por posiciones.

Las Tablas 3.7, 3.8 y 3.9, muestran la comparación de los parámetros estimados a y n del modelo FX para las CRH de los monolitos de suelos de la unidad Montenegro MM-I, MM-II y MM-III, entre las tres posiciones evaluadas. Únicamente se presentaron diferencias estadísticas del parámetro a entre las posiciones media y baja del monolito MM-III (Tabla 3.9).

Tabla 3.6 Parámetros estimados del modelo de Fredlund y Xing, para el ajuste de las CRH, por posición en monolitos de suelos de la unidad Montenegro.

| Monolito | Posición lateral | Parámetro | Valor Estimado | Error estándar | Intervalo de confianza ($p < 0,05$) | |
|----------|------------------|-----------|----------------|----------------|---------------------------------------|---------|
| MM-I | A | a | 55,2835 | 8,6033 | 38,3800 | 72,1871 |
| | | n | 1,2696 | 0,2481 | 0,7821 | 1,7572 |
| | M | a | 53,6656 | 7,5670 | 38,7982 | 68,5331 |
| | | n | 2,0318 | 0,6560 | 0,7430 | 3,3206 |
| | B | a | 43,8386 | 6,4223 | 31,2203 | 56,4569 |
| | | n | 1,5347 | 0,4070 | 0,7350 | 2,3344 |
| MM-II | A | a | 36,6005 | 6,7913 | 23,2531 | 49,9479 |
| | | n | 1,6162 | 0,6040 | 0,4291 | 2,8032 |
| | M | a | 25,7082 | 6,0438 | 13,8300 | 37,5865 |
| | | n | 1,4424 | 0,6329 | 0,1985 | 2,6863 |
| | B | a | 27,0403 | 5,0908 | 17,0352 | 37,0455 |
| | | n | 1,5503 | 0,5774 | 0,4154 | 2,6851 |
| MM-III | A | a | 24,8622 | 4,3427 | 16,3239 | 33,4004 |
| | | n | 1,7420 | 0,5629 | 0,6353 | 2,8486 |
| | M | a | 19,3321 | 2,4282 | 14,5581 | 24,1061 |
| | | n | 2,4120 | 0,5122 | 1,4049 | 3,4192 |
| | B | a | 34,2293 | 4,6958 | 24,9969 | 43,4618 |
| | | n | 2,8492 | 1,0741 | 0,7374 | 4,9611 |

Tabla 3.7 Comparación de los parámetros α y n , entre las posiciones alta (A), media (M) y baja (B) del monolito MM-I. Suelos de la unidad Montenegro.

| Parámetro | Comparación entre posiciones | δ | Error estándar | Intervalo de confianza ($p < 0,05$) | |
|-----------|------------------------------|----------|----------------|---------------------------------------|---------|
| a | A vs M | -1,6186 | 11,4576 | -24,1303 | 20,8930 |
| | A vs B | -11,4443 | 10,7360 | -32,5380 | 9,6494 |
| | M vs B | -9,8269 | 9,9250 | -29,3272 | 9,6734 |
| n | A vs M | 0,7623 | 0,7014 | -0,6158 | 2,1403 |
| | A vs B | 0,2651 | 0,4767 | -0,6715 | 1,2017 |
| | M vs B | -0,4971 | 0,7720 | -2,0139 | 1,0197 |

Tabla 3.8 Comparación de los parámetros α y n , entre las posiciones alta (A), media (M) y baja (B) del monolito MM-II. Suelos de la unidad Montenegro.

| Parámetro | Comparación entre posiciones | δ | Error estándar | Intervalo de confianza ($p < 0,05$) | |
|-----------|------------------------------|----------|----------------|---------------------------------------|---------|
| <i>a</i> | A vs M | -10,8921 | 9,0912 | -28,7596 | 6,9753 |
| | A vs B | -9,5602 | 8,4875 | -26,2412 | 7,1208 |
| | M vs B | 1,3317 | 7,9022 | -14,1988 | 16,8623 |
| <i>n</i> | A vs M | -0,1738 | 0,8749 | -1,8932 | 1,5457 |
| | A vs B | -0,0659 | 0,8356 | -1,7081 | 1,5764 |
| | M vs B | 0,1079 | 0,8568 | -1,5760 | 1,7917 |

Tabla 3.9 Comparación de los parámetros α y n , entre las posiciones alta (A), media (M) y baja (B) del monolito MM-III. Suelos de la unidad Montenegro.

| Parámetro | Comparación entre posiciones | δ | Error estándar | Intervalo de confianza ($p < 0,05$) | |
|-----------|------------------------------|----------|----------------|---------------------------------------|---------|
| <i>a</i> | A vs M | -5,5299 | 4,9754 | -15,3120 | 4,2522 |
| | A vs B | 9,3674 | 6,3961 | -3,2079 | 21,9427 |
| | M vs B* | 14,8973 | 5,2865 | 4,5036 | 25,2910 |
| <i>n</i> | A vs M | 0,6701 | 0,7611 | -0,8262 | 2,1664 |
| | A vs B | 1,1072 | 1,2127 | -1,2770 | 3,4915 |
| | M vs B | 0,4372 | 1,1900 | -1,9025 | 2,7769 |

*Indica diferencias estadísticas significativas ($p > 0,05$).

Estos resultados, muestran que dentro del mismo horizonte del suelo, existe una relativa homogeneidad de las variables que determinan la retención de humedad del suelo, por lo tanto la variación lateral de la humedad volumétrica y de los flujos de agua en estos suelos, puede originarse por otros factores tales como el grado de inclinación del terreno, el cual afecta el potencial hidráulico, tal como lo muestra Miyazaki (1993) en suelos volcánicos de Japón.

Dada la condición anterior, se estimaron las CRH por profundidad en cada monolito (Figuras 3.13 y 3.14). Para determinar si existen diferencias entre dichas curvas, se compararon a través de los intervalos de confianza de cada uno de los parámetros de la curva (Schabenberger y Pierce, 2002).

Las curvas mencionadas muestran que la retención de humedad de ambos suelos tiene un comportamiento similar, con variaciones en las zonas húmeda y seca de la curva, lo cual muestra las diferencias en la humedad saturada y residual a través del perfil del suelo. Los puntos correspondientes a 10cm, 20cm y 45cm podrían seguir una misma curva, los puntos correspondientes a las profundidades de 30cm, 60cm y 80cm otra curva. A 120cm el suelo acumuló humedad en algunos casos, lo cual hace que se presenten gradientes negativos y por lo tanto no se encuentre una alta relación entre estas dos variables. El agrupamiento de puntos está directamente relacionado con el análisis físico del suelo, ya que los cambios en densidad aparente, textura y porosidad inciden en la variación de las propiedades hidráulicas.

Esta diferencia puede darse por que bajo condiciones de campo, al momento de saturar el suelo mediante el riego, puede quedar aire atrapado en la matriz del suelo (poros) lo cual genera discontinuidad hidráulica entre el suelo y la cápsula de los tensiómetros, generando lecturas por debajo de las reales; mientras que en laboratorio las muestras se saturan por capilaridad y se expulsa todo el aire de la muestra. Por lo tanto es necesario ajustar de manera más precisa la curva de retención de humedad, con el fin de reproducir mejor los procesos hidroedáficos.

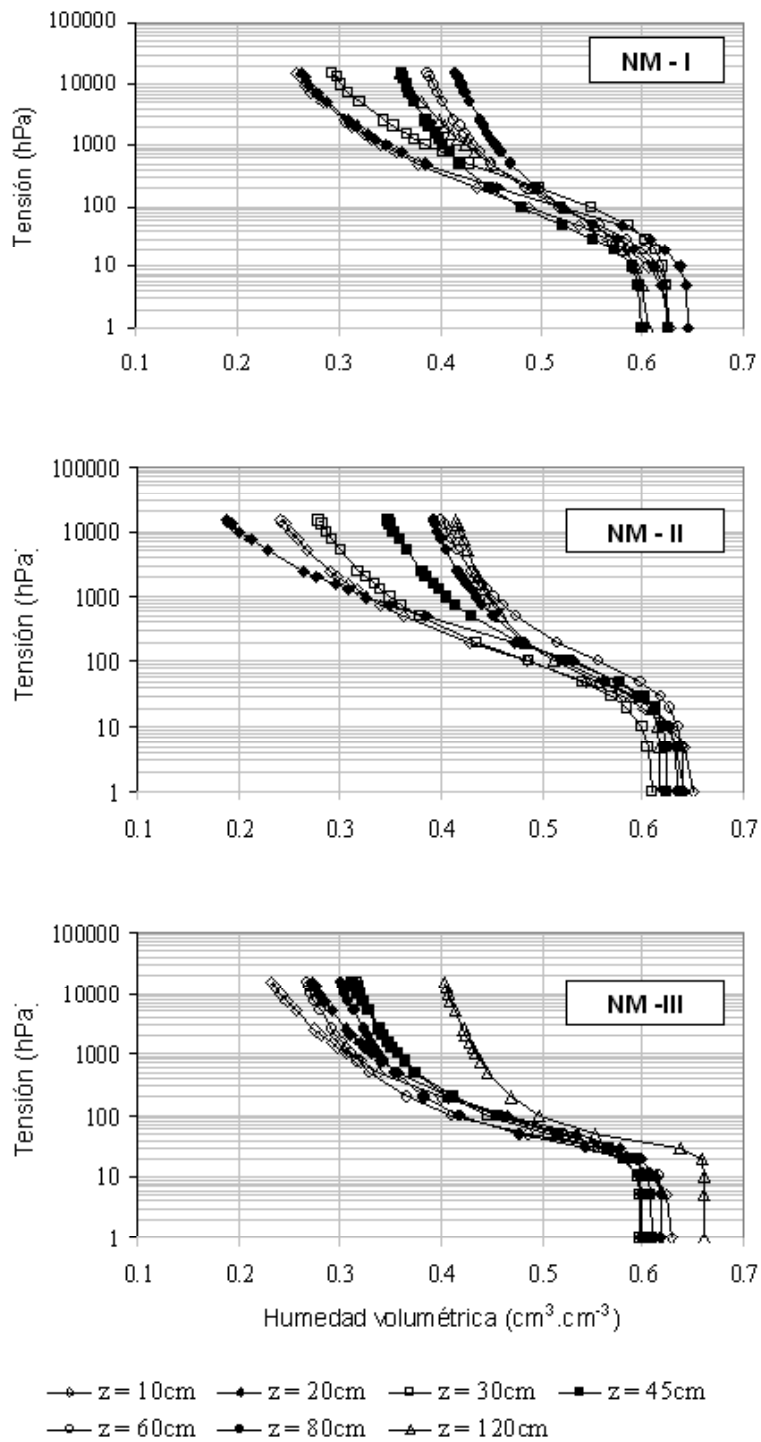


Figura 3.13 Curvas de retención de humedad ajustadas al modelo FX, por profundidad z , en los monolitos de suelos de la unidad Chinchiná.

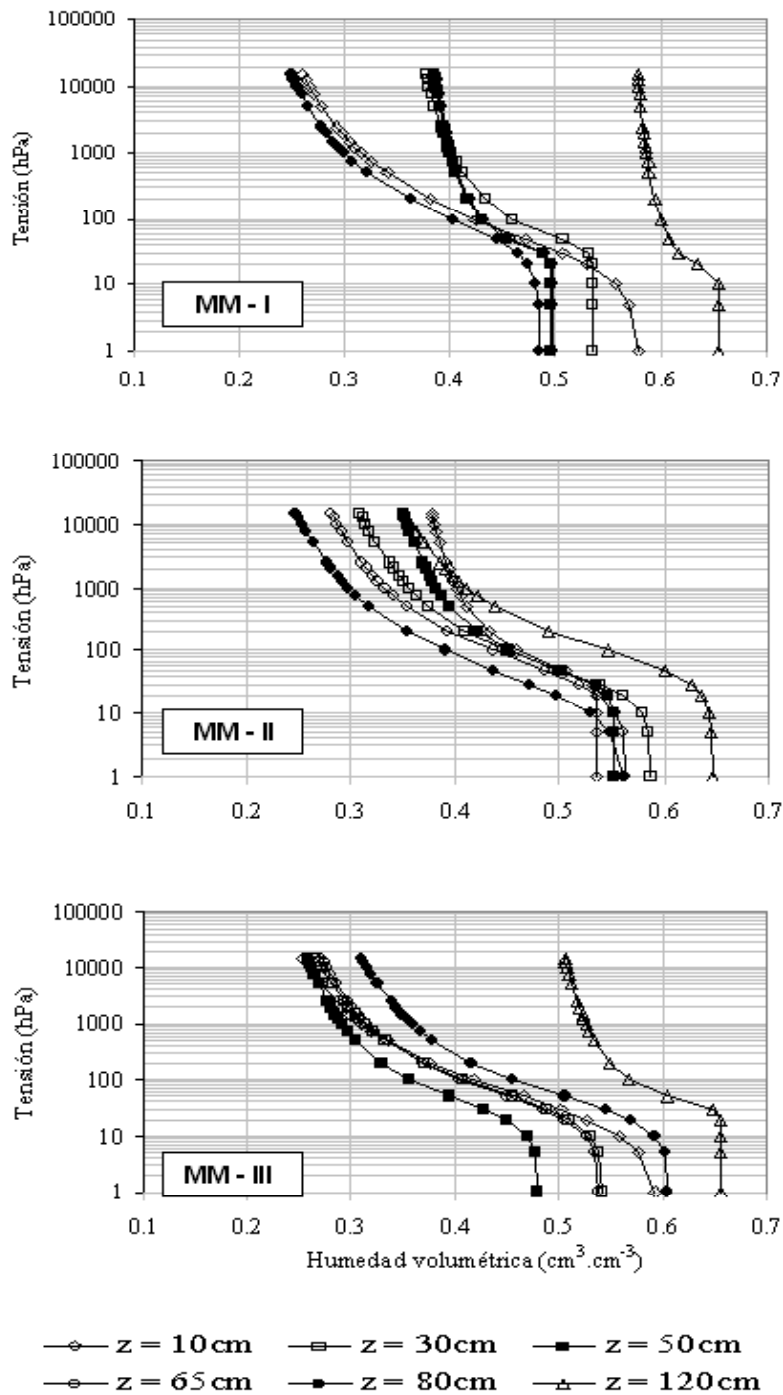


Figura 3.14 Curvas de retención de humedad ajustadas al modelo FX, por profundidad z, en los monolitos de suelos de la unidad Montenegro.

3.4 Conclusiones

En los suelos derivados de cenizas volcánicas estudiados, la dinámica del agua durante el periodo de drenaje presenta un comportamiento particular. En general, la humedad volumétrica del suelo se reduce drásticamente durante una primera etapa del drenaje (0 – 24 horas), posteriormente, le sigue un drenaje lento en el cual los cambios en la humedad volumétrica a través del tiempo son mínimos. La reducción lenta de la humedad, puede estar relacionada con la alta capacidad de retención de humedad del suelo, propia de los *Andisoles* y con la presencia de un horizonte *BW* (a una profundidad entre 80 y 120cm) que permanece a una humedad cercana a saturación durante largos periodos de tiempo.

El monitoreo del movimiento del agua, muestra que en los suelos de las unidades Chinchiná y Montenegro, el flujo del agua en el perfil del suelo es más rápido en terrenos con pendientes mayores al 60%, lo cual implica que la disponibilidad y almacenamiento de agua en los terrenos de ladera puede ser menor, comparados con terrenos planos o ligeramente inclinados. Este comportamiento puede ser atribuido al efecto de las propiedades físicas e hidráulicas tales como densidad aparente, porosidad, conductividad hidráulica saturada y retención de humedad, las cuales variaron de acuerdo a la pendiente del terreno.

Los resultados presentados en este capítulo, sugieren que para los suelos estudiados, la estimación de las curvas de retención de humedad a partir de los pares de valores de humedad volumétrica y potencial mátrico, pueden ser obtenidas con suficiente precisión a partir de la ecuación de Fredlund y Xing, la cual incluye la variable humedad volumétrica a saturación y tres parámetros de ajuste. Sin embargo si se precisan las variables humedad a saturación y residual, podría considerarse el uso de una ecuación similar planteada por Fredlund y Xing o la ecuación de van Genuchten para estimar las curvas de retención de humedad.

Los valores altos de la θ_r de los suelos estudiados, se deben básicamente a la alta microporosidad, asociada a los minerales de los suelos derivados de cenizas volcánicas (alófana, imogolotia, haloisita) los cuales puede estar desde completamente hidratados hasta deshidratados (Pochet *et al.*, 2007). Estas condiciones de humedad, muestran la alta capacidad de retención y almacenamiento de agua de estos suelos, y a su vez el valor que representan en la regulación hidrológica en los agroecosistemas cafeteros.

Referencias

- Bormann, H. 2010. Towards a hydrologically motivated soil texture classification. *Geoderma* 157, 42-153.
- Brooks, R.H., Corey, A.T. 1964. Hydraulic properties of porous media. Hydrology Paper No. 3. Colorado State University. Fort Collins, Colorado. 27 p.
- Bruce, R.R., Luxmoore, R.L. 1986. Water retention: Field methods. *In: Methods of Soil Analysis. Part I: Physical and mineralogical properties.* Klute, A.Z. Ed. 2nd ed. Agronomy, vol. 9, American Society of Agronomy and Soil Science of America, Madison, WI. pp. 663-684.
- Bruckler, L., Bertuzzi, P., Angulo J., R., Ruy, S. 2002. Testing an infiltration method for estimating soil hydraulic properties in the Laboratory. *Soil Science Society of American Journal* 66, 384–395.
- Bujang, B.K., Faisal, H.J., Low, T.H. 2006. Water infiltration characteristics of unsaturated soil slope and its effect on suction and stability. *Geotechnical and Geological Engineering.* 24, 1293–1306.
- Campbell, G.S. 1974. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Science* 117, 311-314.
- Campbell, G.S., Anderson, R.Y. 1998. Evaluation of simple transmission line oscillation for soil moisture measurement. *Computer Electron Agriculture* 20, 31-44.
- Carsel, R.F., Parrish, R.S. 1988. Development joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resources Research* 24, 755-769.

Carter, M.R. 1993. Soil sampling and methods of analysis. Boca Raton (USA), Lewis Publishers, 1993. 823 p.

Comegna, V., Damiani, P., D'Anna, F., Ruggiero, C. 1996. Comparison of different field methods for determining the hydraulic conductivity curve of a volcanic Vesuvian soil. *Geoderma* 73, 231-244.

Davis, J.L., Annan, A.P. Ground penetrating radar to measure soil water content. *In: Dane, J.H., Topp, G.C. (Co-ed.) 2002. Methods of soil analysis. Part 4. Book Series No. 5. Soil Science Society of America, Inc. Madison, WI. pp. 446-463.*

DiCarlo, D.A., Bauters, W.J., Darnault, J.G., Steenhuis, T.S., Parlange, J.Y. 1999. Lateral expansion of preferential flow paths in sands. *Water Resources Research* 35(2), 427-434.

Dirksen, C. 1991. Unsaturated hydraulic conductivity. *In: Smith, K. A., Mullins, C.E. (eds). Soil analysis physical methods. New York. pp. 209-269.*

Fontes, J.C., Pereira, L.S., Smith, R. E. 2004. Runoff and erosion in volcanic soils of Azores: simulation with OPUS. *Catena* 56, 199-212.

Fredlund, D.G., Xing, A. 1994. Equations for the soil-water characteristic curve. *Canadian Geotechnical Journal* 31, 521-532.

Gardner, W.R. 1958. Some steady state solutions of unsaturated moisture flow equations with applications to evaporation from water table. *Soil Science* 85, 228-232.

Gavin, K., Xue, J. 2007. A simple method to analyze infiltration into unsaturated soil slopes. *Computers and Geotechnics* 35, 223-230.

Grohmann, F., Reichardt, K. 1976. Metodos de determinacao da conductividades hidraulica do solo. Campinas (Brasil), Instituto Agronomico. Circular No. 53. 28 p.

Gupta, S.C., Larson, W.E. 1979. Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter percent and bulk density. *Water Resources Research* 15, 1633-1635.

Harden, C.P., Scruggs, D.P. 2003. Infiltration on mountain slopes: a comparison of three environments. *Geomorphology* 55, 5-24.

Hewlett, J., D., Hibbert, A., R. 1963. Moisture and energy conditions within a sloping soil mass during drainage. *Journal of Geophysical Research* 68(4), 1081-1087.

Hillel, D. 1971. Soil and water: physical principles and processes. Academic Press, 288 p.

Hillel, D. 1982. Introduction to soil physics, Academic Press Inc. 364 p.

Hillel, D. 1998. Environmental soil physics, Academic Press Inc. 413 p.

Kern, J.S. 1995. Evaluation of soil water retention models based on basic soil physical properties. Soil Science Society of American Journal 59, 1134-1141.

Klute, A.Z. 1986. Methods of Soil Analysis. Part I: Physical and mineralogical properties. 2nd ed. Agronomy, vol. 9, American Society of Agronomy and Soil Science of America, Madison, WI. 1187 p.

Madsen, H.B., Jensen, C.R., Boysen, T. 1986. A comparison of the thermocouple psychrometer and the pressure plate methods for determination of soil water characteristic curves. Journal of Soil Science 37, 357-362.

McNairn, H., Pultz, T.J., Boisvert, J.B. Active microwave remote sensing methods. *In*: Dane, J.H., Topp, G.C. (Co-ed.) 2002. Methods of soil analysis. Part 4. Book Series No. 5. Soil Science Society of America, Inc. Madison, WI. pp. 475-488.

Mermoud, A., Xu, D. 2006. Comparative analysis of three methods to generate soil hydraulic functions. Soil & Tillage Research 87, 89-100.

Miyazaki, T. 1993. Water flow in soils. Marcel Dekker, Inc. New York. 296 p.

Philp, J.R. 1991. Infiltration and downslope unsaturated flows in concave and convex topographies. Water Resources Research 27(6), 1041-1048.

Pochet, G., van der Velde, M., Vanclooster, M., Delvaux, B. 2007. Hydric properties of high charge, halloysitic clay soils from the tropical South Pacific region. Geoderma. 138, 96-109.

Rajkai, K., Kabos, S., van Genuchten, M.Th. 2004. Estimating the water retention curve from soil properties: comparison of linear, nonlinear and concomitant variable methods. Soil & Tillage Research 79, 145-152.

Rawls, W.J., Brakensiek, D.L. y Saxton, K.E. 1982. Estimation of soil water properties. Transaction of the ASAE 25, 1316-1320.

Rawls, W.J., Gish, T.J., Brakensiek, D.L., 1991. Estimating soil water retention from soil physical properties and characteristics. Advances in Soil Science 16, 213-234.

Rawls, W.J., Pachepsky, Y.A., Ritchie, J.C., Sobecki, T.M., Bloodworth, H. 2003. Effect of soil organic carbon on soil water retention. *Geoderma* 116, 61-76.

Richards, L.A. 1931. Capillary conduction of liquids in porous media. *Physics* 1, 318-333.

Robinson, D.A., Schaap, M., Jones, S.B., Friedman, S.P., Gardner C., M.K. 2003a. Considerations for improving the accuracy of permittivity measurement using Time Domain Reflectometry: Air-Water calibration, effects of cable length. *Soil Science Society of American Journal* 67, 62-70.

Robinson, D. A.; Jones, S. B.; Wraith, J. M.; Or, D.; Friedman, S. P. 2003b. A Review of Advances in Dielectric and Electrical Conductivity Measurement in Soils Using Time Domain Reflectometry. *Vadose Zone Journal* 2, 444-475.

Saxton, K.E., Rawls, W.J., Romberger, J.S., Papendick, R.I. 1986 Estimating generalized soil-water characteristics from texture. *Soil Science Society of American Journal* 50, 1031-1036.

Schabenberger, O., Pierce, F.J. 2002. Contemporary statistical models for the plant and soil sciences. CRC Press, U.S.A. Washington, D.C. 730 p.

Tobón, C., Bruijnzeel, L.A., Frumau, K.F.A., Calvo, J.C. 2010. Changes in soil hydraulic properties and soil water status after conversion of tropical montane cloud forest to pasture in northern Costa Rica. In: Bruijnzeel, L.A., Scatena, F.N., Hamilton, L.S. (editors). *Tropical Montane Cloud Forests: Science for Conservation and Management*. Cambridge University Press, Cambridge, UK. pp.765 -778.

Tomer, M.D., Clothier, B.E., Vogeler, I., Green, S. 1999. A dielectric–water content relationship for sandy volcanic soils in New Zeland. *Soil Science Society of American Journal* 63, 777-781.

Topp, G.C., Davis, J.L., Annan, A.P. 1980. Electromagnetic determination of soil water content: measurement in coaxial transmission lines. *Water Resources Research* 16, 574-582.

Topp, G.C., Ferré, P.A. 2002. Methods for measurement of soil water content. In: Dane, J.H., Topp, G.C. (Co-ed.). *Methods of soil analysis. Part 4. Book Series No. 5*. Soil Science Society of America, Inc. Madison, WI. pp. 446-463.

Tsui, C., Chen, Z. S., Hsieh, C. F. 2004. Relationships between soil properties and slope position in a lowland rain forest of southern Taiwan. *Geoderma* 123, 131-142.

van Genuchten, M.Th. 1980. A closed-form equation for predict in the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of American Journal* 44, 892-898.

Veldkamp, E., O'Brien, J.J. 2000. Calibration of a Frequency Domain Reflectometry sensor for humid tropical soils of volcanic origin. *Soil Science Society of American Journal* 64, 1549-1553.

Vereecken, H., Maes, J., Feyen, J., Darius, P. 1989. Estimating the soil moisture retention characteristic from texture, bulk density and carbon content. *Soil Science* 148, 389-403.

Walker, J.P., Willgoose, G.R., Kalma, J.D. 2004. In situ measurement of soil moisture: a comparison of techniques. *Journal of Hydrology* 293, 85-89.

Warrick, A.W. 2003. *Soil water dynamics*. Oxford University Press. Inc. 391 p.

Williams, J., Prebble, R.E., Williams, W.T., Hignett, C.T. 1983. The influence of texture, structure and clay mineralogy on the soil moisture characteristic. *Australian Journal of Soil Research* 21, 15-32.

Weyman, D.R. 1973. Measurements of the downslope flow of water in a soil. *Journal of Hydrology* 20, 267-288.

Wösten J., H.M., van Genuchten, M.Th. 1988. Using texture and other soil properties to predict the unsaturated soil hydraulic functions. *Soil Science Society of American Journal* 52, 1762-1770.

Young, M.H., Sisson, J.B. 1992. Water potential. Tensiometry. *In: Topp, G.C., Reynolds, W.D., Green, R.E., Eds. Advances in measurement of soil physical properties: Bringing theory into practice. SSSA Special Publication Number 30. pp. 575-608.*

Zegelin, S.J., White, I., Russell, G.G. 1992. A critique of the time domain reflectometry technique for determining field soil water content. *In: Topp, G.C., Reynolds, W.D., Green, R.E., Eds. Advances in measurement of soil physical properties: Bringing theory into practice. SSSA, Special Publication Number 30. pp. 187-208.*

Capítulo 4

4. Modelo matemático para simular el flujo del agua en suelos volcánicos de ladera

4.1 Introducción

El agua del suelo y del subsuelo representan una fracción muy importante de la masa total del agua del planeta de la cual se abastecen gran parte de la población mundial. El agua contenida en el suelo puede dividirse en varias zonas de acuerdo a la porción de poros que están llenos de aire, la de aireación conocida como zona vadosa o insaturada en la cual los poros contienen gases y agua y la saturada cuando todos los poros están llenos de agua.

La dinámica del agua dentro del suelo juega un papel fundamental como parte integral del ciclo hidrológico entre los cuales se destaca el flujo de agua, ya que es el responsable del transporte de calor y solutos en el subsuelo, define la tasa de ocurrencia de procesos microbiológicos y de crecimiento vegetal, gobierna la transpiración, afecta la recarga de acuíferos, controla la escorrentía superficial y posee otras muchas influencias sobre los ecosistemas. Muchos de los procesos involucrados en la interacción suelo-agua, particularmente en la zona de raíces ocurren en condiciones de suelo insaturado, estos procesos son complejos y difíciles de describir cuantitativamente, dadas las múltiples relaciones entre humedad, succión y conductividad y de estas con las propiedades del suelo.

La ecuación de Richards (Richard, 1931, Shao y Horton, 1998; Pachepsky *et al.*, 2003) es la más empleada para abordar el estudio del movimiento del agua en suelos bajo condiciones no saturadas, la solución de esta ecuación es compleja ya que es una ecuación diferencial no lineal que incluye dos variables dependientes entre ellas: el potencial mátrico y el contenido de humedad. Para resolver dicha ecuación se han empleado diferentes herramientas tales como soluciones analíticas (exactas), quasi-analíticas o soluciones numéricas, entre las cuales están los modelos de solución mediante diferencias finitas, elementos finitos y elementos de frontera.

Las soluciones analíticas se basan en leyes físicas similares a las que rigen el comportamiento del sistema para caracterizar e interpretar el fenómeno natural. El primer paso para efectuar cualquiera de estas soluciones es eliminar el problema de la no linealidad de las ecuaciones haciendo idénticas las variables dependientes; para ello se han desarrollado ecuaciones basadas en el potencial matricial o en el contenido de humedad como única variable dependiente. Muchas de las soluciones analíticas se han planteado para simular el proceso de flujo de agua aplicado a sistemas de riego, entre las cuales se destacan los trabajos de Raats (1971), Warrick (1974), Coelho y Or (1997). Warrick (2003) presenta un modelo análogo para resolver la ecuación de Darcy y de Richard's, para simular el flujo de agua en el suelo en régimen transitorio.

Una de las ventajas de las soluciones analíticas es que requieren menos parámetros de entrada para su aplicación y proporcionan una idea clara de cómo influyen dichos parámetros en la solución, para su aplicación es necesario adoptar algunas condiciones restrictivas, tales como asumir condiciones de suelo isotrópico, adoptar la hipótesis de régimen estacionario, mientras que el flujo de agua en medio no saturado se da en condiciones anisotrópicas, es decir contemplar el régimen transitorio el cual se puede lograr dividiendo el área de flujo en capas o estratos; además se requiere establecer las condiciones limitantes en la superficie del suelo y a una profundidad determinada.

Durante los últimos años se ha desarrollado un considerable progreso conceptual y descripción matemática del flujo de agua en la zona no saturada del suelo, lo que ha dado lugar al desarrollo de una gran variedad de modelos numéricos que predicen los procesos de transferencia de agua y solutos desde la superficie del suelo, entre ellos se destacan HYDRUS (Simunek *et al.*, 1998), UNSODA (Leij *et al.*, 1996; Nemes *et al.*, 2001), UNSAT-H (Fayer, 2000). En estos modelos al igual que en los analíticos, la ecuación de Richards constituye el modelo de flujo de agua de mayor aceptación.

Los métodos numéricos permiten simular el movimiento de agua y el transporte de solutos bajo condiciones heterogéneas de suelos, no linealidad de las propiedades físicas, toma de agua por las plantas y rápidos cambios en las condiciones de contorno (Warrick, 2003). Estas se basan en subdividir la región del flujo en segmentos finitos limitados y representados por una serie de puntos nodales en los cuales se obtiene una solución.

Klute (1952) empleó modelos numéricos para resolver la ecuación de Darcy y la ecuación de continuidad para explicar los procesos del flujo de agua en medios porosos saturados, Hanks y Bowers (1962) emplearon esta técnica a partir del potencial matricial del agua en el suelo para estudiar el proceso de infiltración.

Los métodos numéricos más empleados para resolver el problema de la dinámica del agua del suelo, son las diferencias finitas (Warrick, 2003) y los elementos finitos (Schulz y Huwe, 1997; Bardosy *et al.*, 1995; Raes y Deproost, 2003; Simunek *et al.*, 2006), este ultimo ampliamente utilizado en modelos de simulación como HYDRUS-1D, 2D/3D.

La solución por diferencia finitas, consiste en aproximar fenómenos continuos por medio de funciones discretas, reemplazando todas las derivadas por diferencias finitas para reducir el problema a un conjunto discreto de ecuaciones algebraicas simultáneas (Warrick, 2003). La complejidad de la solución de estos

modelos es alta, pero actualmente existen paquetes de programación y equipos que permiten emplear este método.

Por su parte Romano *et al.* (1998) plantearon una solución numérica mediante diferencias finitas para la ecuación de Richards, con el fin de simular el flujo de agua en una dimensión en la zona no saturada del suelo, introdujeron un algoritmo en la ecuación de Richards, lo cual permitió determinar la conductividad no saturada entre capas de suelo.

El problema de la solución por diferencias finitas es que presenta algunas limitaciones cuando se considera el suelo no uniforme (geometría compleja) y el efecto de la evapotranspiración (Warrick, 2003), limitantes que no son tenidas en cuenta con el método de los elementos finitos. Para resolver este problema se debe aproximar el sistema continuo inicial a un conjunto de elementos discretos representados por funciones aproximadas, para ello se debe discretizar el perfil del suelo en capas de suelo u horizontes muy pequeños (o nodos), de tal manera que se pueda inferir homogeneidad en las propiedades dentro de cada nodo y en cada uno de estos conocer las funciones de retención de humedad y conductividad hidráulica del suelo (Neuman *et al.*, 1975).

En todos los modelos mencionados, se deben plantear condiciones iniciales y de contorno, según el problema que se quiere solucionar; la obtención de resultados más aproximados a las condiciones reales, dependerá por lo tanto de la adecuada definición de dichas condiciones.

van Genuchten, (1982) empleó el método de solución numérica para simular el flujo de agua y transporte de solutos en una dimensión a través del suelo. Warrick (1991) utilizó una aproximación numérica de la ecuación de Darcy para resolver el problema de flujo no saturado en el suelo. Fontes *et al.* (2004) usaron un modelo basado en la ecuación de Richards para simular el movimiento de agua en el perfil del suelo en suelos volcánicos.

Shao y Horton (1998) emplearon el método de solución numérica para determinar las propiedades hidráulicas del suelo; van Dam y Feddes (2000) mediante un esquema de solución numérica simularon procesos de infiltración, evaporación y flujos subterráneos, basados en la solución de la ecuación de Richards por el método de las diferencias finitas. Bardossy *et al.* (1995) emplearon solución numérica para determinar el movimiento de agua en condiciones no saturadas en un medio poroso en 1,2 y 3 dimensiones. Köhler *et al.* (2001) adicionaron el componente de flujo preferencial del agua a través de los macroporos al modelo SWMS-2D de Simunek, con el fin de describir el flujo de agua y solutos en suelos que presentan dicho flujo. Dada la alta variabilidad de este componente y la dificultad para su determinación, resulta poco práctica su inclusión en los modelos de simulación.

Como se puede notar, la mayoría de las soluciones existentes de la ecuación de Richards para simular el movimiento del agua ha sido posible para suelos con topografía plana; sin embargo no existen soluciones a esta ecuación para suelos de ladera, donde la pendiente se convierte en una variable adicional que controla el flujo del agua, debido a la formación de un ángulo de inclinación ϕ entre la superficie del terreno X y una línea imaginaria horizontal W . En el caso de los suelos de ladera, especialmente aquellos derivados de cenizas volcánicas, la dinámica del agua a través del perfil, presenta condiciones particulares, ya que estos suelos tienen propiedades físicas e hidráulicas únicas que sumadas a las condiciones de ladera influyen en los procesos dinámicos del agua en estos suelos.

De acuerdo con lo anteriormente mencionado, en este capítulo se presenta una nueva aproximación matemática para solucionar la ecuación de Richards y aplicarla a suelos de ladera, mediante una aproximación analítica y numérica. Con el fin de facilitar su aplicación, se ha generado igualmente una herramienta de simulación para la caracterización del flujo de agua en la zona no saturada

del suelo, en tres dimensiones, aplicable a suelos derivados de cenizas volcánicas en condiciones de ladera.

4.2 Formulación matemática del modelo

El flujo del agua en el suelo es controlado por la conductividad hidráulica y por el gradiente hidráulico H , el cual a su vez está determinado por el potencial de presión h y el gravitacional z . En condiciones saturadas el flujo vertical del agua está definido por la ley de Darcy:

$$q = -K_s \nabla H \quad \langle 4.1 \rangle$$

Donde, q representa la densidad de flujo [$L.T^{-1}$], K_s es la conductividad hidráulica saturada [$L.T^{-1}$] y ∇H el gradiente hidráulico [L].

La aplicación de la ecuación de Darcy, para estimar el flujo de agua a través del suelo en condiciones no saturadas, tiene limitaciones, ya que en esta ecuación se asume que el flujo de agua ocurre únicamente en la fase líquida a través de un área transversal A [L^2], que ocupa todo el espacio poroso sin tener en cuenta el flujo en fase gaseosa. Una alternativa para aplicar esta ecuación en medios no saturados o cuando se considere el flujo de dos o más fluidos a la vez, es aplicar formas diferenciales independientes de la ecuación de Darcy para cada fase o fluido.

Por lo tanto, en condiciones no saturadas la velocidad del flujo del agua en el suelo, no es equivalente a la velocidad darciana, ya que algunos poros pueden contener aire, lo cual limita el flujo de agua. Asimismo, bajo dichas condiciones ocurren variaciones de la conductividad hidráulica debido a los cambios en la humedad del suelo, por lo tanto el área de flujo debe modificarse, de modo que

se tenga en cuenta la reducción de la sección transversal y el efecto de la fricción con la superficie de las partículas (Jury *et al.*, 1991). Para sortear esta limitación y emplear la ecuación de Darcy en condiciones de suelo insaturado, Buckingham, sustituyó la conductividad saturada (K_s) por una función de conductividad hidráulica (K) que depende de la humedad volumétrica del suelo o del potencial matricial (Rose, 2000) y es conocida como ecuación de Buckingham – Darcy (Ecuación 4.2):

$$q = -K \nabla H \quad \langle 4.2 \rangle$$

Al considerar el componente vertical z y teniendo en cuenta que bajo condiciones no saturadas el potencial hidráulico H , está determinado por la suma del potencial mátrico h y del potencial gravitacional z , la ecuación $\langle 4.2 \rangle$ puede ser expresada como:

$$q_z = -K \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \quad \langle 4.3 \rangle$$

Para la descripción completa del flujo de agua en el suelo como un continuo, debe aplicarse el principio o ley de continuidad:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} \quad \langle 4.4 \rangle$$

Donde, θ es el contenido de humedad volumétrica del suelo ($L^3.L^{-3}$) y t el tiempo. Al sustituir la ecuación $\langle 4.3 \rangle$ en la ecuación $\langle 4.4 \rangle$, se obtiene la ecuación de Richards (Richard, 1931) para flujo vertical del agua en un medio poroso:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} K \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \quad \langle 4.5 \rangle$$

La anterior ecuación se aplica al flujo del agua en una sola dirección (z). Para extenderla a las tres direcciones x , y , z , se presentan algunas restricciones, sin embargo se puede aplicar la misma ecuación en un volumen de control bajo un sistema cartesiano x , y , z . (Figura 4.1), donde el gradiente total de humedad está determinado por la diferencia entre los flujos de agua entrantes (q_x , q_y y q_z) y salientes (q_{x+dx} , q_{y+dy} y q_{z+dz}) durante un periodo de tiempo t .

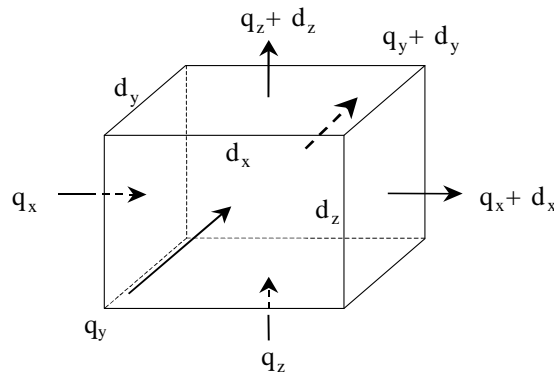


Figura 4.1 Flujo de agua a través de un volumen de suelo en las direcciones x , y , z .

El flujo neto dentro del área de control, está dado por la suma de los flujos en la direcciones x , y y z ; por lo tanto, el cambio de la masa o almacenamiento de humedad en el suelo, está dado por la diferencia entre la masa que entra al volumen de control y la que sale de este. Considerando el flujo en tres direcciones (q_x , q_y y q_z), la ecuación de balance de masas puede expresarse como:

$$dx dy dz \frac{\partial \theta}{\partial t} dt = - dx dy dz \left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right) dt \quad \langle 4.6 \rangle$$

De donde

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right) \quad \langle 4.7 \rangle$$

Al sustituir la ecuación de Buckingham-Darcy (ecuación 4.3) en la ecuación <4.7>, se obtiene:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial H}{\partial z} \right) \quad \langle 4.8 \rangle$$

Como el potencial hidráulico está determinado por la suma de los potenciales mátrico (h) y gravitacional (z) la ecuación <4.8>, puede escribirse como:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial h}{\partial z} + I \right) \quad \langle 4.9 \rangle$$

Finalmente, se obtiene la ecuación de Richards para estimar el flujo de agua en las direcciones x , y , z , en un medio poroso:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial h}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad \langle 4.10 \rangle$$

4.2.1 Flujo de agua en condiciones de ladera

Sobre el agua contenida en el suelo obran fuerzas de diferente magnitud y dirección, teóricamente a cada fuerza corresponde un potencial o combinación de potenciales. En un medio poroso no saturado el potencial total del agua se define como la suma de los potenciales mátrico, de gravedad y osmótica. Como se observa en la Figura 4.2 y tal como lo indica Miyazaki (1993), en un terreno pendiente se forma un ángulo de inclinación ϕ entre la superficie del terreno x y una línea imaginaria horizontal w , este ángulo de inclinación determina que el potencial de gravedad Z , tenga componentes en los ejes z y x ; por lo tanto el potencial total del agua en el suelo para un terreno pendiente es:

$H = h + (Z_x + Z_z)$. De acuerdo con la Figura 4.2: $Z_x = x \text{sen } \phi$ y $Z_z = z \text{cos } \phi$, de donde el potencial hidráulico total para un suelo pendiente es:

$$H = h - x \text{sen } \phi + z \text{cos } \phi \quad \langle 4.11 \rangle$$

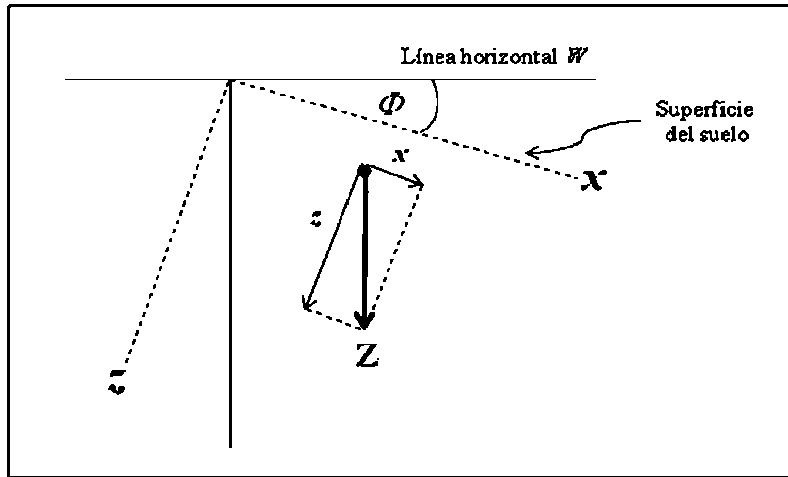


Figura 4.2 Componentes del potencial gravitacional Z , en terreno con pendiente ϕ .

Por lo tanto, para aplicar la ecuación de Richards en la simulación del flujo de agua en terrenos pendientes, es necesario incluir el ángulo de inclinación de la pendiente como una variable adicional. Con base en la ecuación de Buckingham-Darcy (ecuación 4.2), el flujo de agua q_x y q_z en las direcciones x y z , está dada por las siguientes ecuaciones:

$$q_x = -K \left(\frac{\partial h}{\partial x} - \text{sen } \phi \right) \quad \langle 4.12a \rangle$$

$$q_z = -K \left(\frac{\partial h}{\partial z} + \text{cos } \phi \right) \quad \langle 4.12b \rangle$$

En la dirección y , el flujo de agua se considera homogéneo, es decir que $\partial q / \partial y = 0$, y por lo tanto no se consideró en el análisis, centrando la solución a los flujos de agua q_x y q_z en las direcciones x y z , respectivamente.

Al reemplazar las ecuaciones <4.12a> y <4.12b> en las componentes q_x y q_z de la ecuación <4.7>, se obtuvo la ecuación de Richards para estimar el flujo de agua en suelos bajo condiciones de ladera:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial h}{\partial x} \right) - \text{Sen } \phi \frac{\partial K}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial h}{\partial z} \right) + \text{Cos } \phi \frac{\partial K}{\partial z} \quad \langle 4.13 \rangle$$

En la ecuación anterior intervienen dos variables dependientes entre ellas θ y h , al considerar la relación entre estas dos variables (Hillel, 1998), la ecuación <4.13> puede expresarse en función de θ o de h , mediante la función de capacidad específica del agua C [L^{-1}] definida por:

$$C = \frac{d\theta}{dh} \quad \langle 4.14 \rangle$$

Por lo tanto, la ecuación <4.13> puede expresarse en función de θ como:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) - \text{Sen } \phi \frac{\partial K}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \text{Cos } \phi \frac{\partial K}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad \langle 4.15 \rangle$$

Durante la infiltración del agua en suelos de ladera, el gradiente de potencial mátrico a lo largo de la superficie puede ser nulo ($\partial h / \partial x = 0$), por lo tanto, bajo estas condiciones el frente de humedecimiento se considera paralelo a la pendiente del terreno, cumpliéndose que:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \text{Cos } \phi \frac{\partial K}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad \langle 4.16 \rangle$$

4.3 Desarrollo numérico para resolver la ecuación de Richards adaptada a condiciones de suelos de ladera

La ecuación de Richards descrita anteriormente es una ecuación diferencial de segundo orden, en la cual las relaciones entre el contenido de humedad volumétrica (θ), el potencial mátrico (h) y la conductividad hidráulica no saturada (K) representan sus funciones constitutivas, por lo tanto, la solución de esta ecuación permite conocer la distribución y el flujo del agua en el perfil del suelo.

Existen diferentes aproximaciones para resolver la ecuación (4.15), tanto métodos analíticos (Raats, 1971; Warrick, 1974; 2003) como numéricos (Hans y Bowers, 1962; van Genuchten, 1982; Romano *et al.*, 1998; Fontes *et al.*, 2004). Las soluciones analíticas presentan ciertas restricciones, ya que se debe asumir una relación constante entre la conductividad hidráulica y la humedad, y condiciones de flujo bajo régimen estacionario, estas condiciones raras veces se cumplen lo cual limita el uso de este tipo de soluciones.

Las soluciones numéricas permiten resolver la ecuación de Richards bajo las condiciones heterogéneas propias del suelo, discretizando el área de flujo en una malla de nodos o celdas, en las cuales las derivadas parciales son reemplazadas por valores con aproximaciones en diferencias finitas o elementos finitos convirtiendo el problema de las ecuaciones diferenciales no lineales en un problema algebraico, para aplicar este método es necesario definir las relaciones hidráulicas de retención de humedad $\theta(h)$ y de conductividad hidráulica $K(h)$, mediante funciones paramétricas que describan dichas relaciones en un rango amplio de humedad.

En este caso particular para resolver la ecuación <4.15> se combinaron el método analítico y el método numérico de las diferencias finitas, para lo cual se seleccionaron funciones paramétricas para las relaciones $\theta(h)$ y $K(h)$.

4.3.1 Función para estimar la retención de humedad $\theta(h)$

La relación $\theta(h)$ responde a una función no lineal y puede determinarse a partir de los pares de valores de humedad y retención (potencial mátrico) medidos experimentalmente. Numerosas funciones pueden ajustarse para estimar la relación $\theta(h)$ para condiciones locales (Gardner, 1958; Brooks y Corey, 1964; van Genuchten, 1980; Fredlund y Xing, 1994; Simunet *et al.*, 2006). En el Capítulo 3, se presentó una revisión más detallada de estas funciones, la cual sirvió de base para seleccionar la ecuación de Fredlund y Xing (ecuación 4.17) para la función de retención de humedad:

$$\theta = \theta_s \left[1 / \ln \left(e + (h/a)^n \right) \right]^m \quad \langle 4.17 \rangle$$

Donde, θ corresponde a la humedad volumétrica [$L^3.L^{-3}$] a un determinado valor de tensión h , θ_s es el contenido de humedad volumétrica del suelo [$L^3.L^{-3}$] a saturación ($h=0hPa$) y a , n , m [-] son parámetros de ajuste que determinan la pendiente y la forma de la curva.

En la ecuación de Richards la expresión $\partial h / \partial \theta$ se resolvió analíticamente, para lo cual la tensión h de la ecuación <4.17> se expresó en función de θ :

$$h = a \left(e^\gamma - e \right)^{1/n} \quad \langle 4.18 \rangle$$

Donde $\gamma = I/S_e^{1/m}$; $S_e = \theta/\theta_s$. Se corresponde a la humedad normalizada, θ = Humedad volumétrica del suelo y θ_s = Humedad a saturación.

4.3.2 Función para estimar la conductividad hidráulica no saturada $K(h)$

Existen diferentes funciones para estimar la relación de conductividad hidráulica $K(h)$ o $K(\theta)$, entre ellas las expresiones empíricas (Gardner, 1958; Ahuja *et al.*, 1988), los modelos matemáticos basados en la relaciones entre la retención de humedad o la distribución del tamaño de poros y la conectividad entre estos (Burdine, 1953; Brooks y Corey, 1964; Mualem, 1976; van Genuchten, 1980; Fredlund *et al.*, 1994) y las funciones de pedotransferencia (Rawls *et al.*, 1982; Saxton *et al.*, 1986; Vereecken *et al.*, 1989; Rawls *et al.*, 1991; Budiman *et al.*, 1999).

La dificultad para ajustar valores de $K(h)$ o $K(\theta)$ a funciones paramétricas, ha conducido a que se desarrollen métodos alternativos que permitan estimar o ajustar funciones para K combinando la función de retención de humedad con la conductividad hidráulica relativa y otras variables como la distribución del tamaño de poros y la conectividad entre estos (Burdine, 1953; Mualem, 1976; van Genuchten, 1980; Fredlund *et al.*, 1994). La conductividad hidráulica relativa es una relación entre la conductividad no saturada y la saturada, lo cual implica que las funciones para $K(h)$ basadas en la retención de humedad, incluyen la variable conductividad hidráulica saturada (K_s), esta es una propiedad que presenta alta variabilidad espacial, que sumada al error asociado a los métodos de campo o laboratorio utilizados para su determinación (Green y Corey, 1971; Jackson *et al.*, 1965), generan alta variabilidad en la estimación de la relación $K(h)$.

Una alternativa para determinar $K(h)$ o $K(\theta)$ es definir e incluir una función paramétrica para K , en la ecuación de Richards y ajustar los valores de los parámetros mediante la solución de dicha ecuación, a partir de obtenidos en condiciones reales de flujo de agua. Esta aproximación se empleó en el presente trabajo, para lo cual se seleccionó el modelo empírico simple propuesto por Gardner (Gardner, 1958; Vereecken *et al.*, 1989; Hillel, 1998), en el cual K se expresa en función del potencial mátrico h y de tres parámetros de ajuste (ecuación 4.19):

$$K = \frac{\alpha}{(\beta + |h|^\omega)} \quad \langle 4.19 \rangle$$

Donde K = Conductividad hidráulica no saturada [$L.T^{-1}$], h = potencial mátrico del suelo [L] y α , β , ω [-] son parámetros de ajuste. En esta función cuando la tensión (h) tiende a cero, es decir en condiciones de humedad cercanas a saturación, el valor de la conductividad hidráulica tiende a K_s (conductividad saturada).

4.4 Aproximación numérica de la ecuación de Richards

La aproximación analítico/numérica para la solución de la ecuación de Richards (ecuación 4.15) se desarrolló con el fin de estimar los flujos de agua en monolitos de suelo en condiciones de suelos de ladera.

Para aplicar el método numérico de la diferencia finitas, los monolitos de suelo de ancho x y profundidad z , se discretizaron en una serie de nodos numerados de 1 a n , cuyos vértices se constituyeron en puntos nodales, se consideró la separación entre nodos a lo largo de eje x , Δx uniforme y a lo largo del eje z , Δz variable (Figura 4.3).

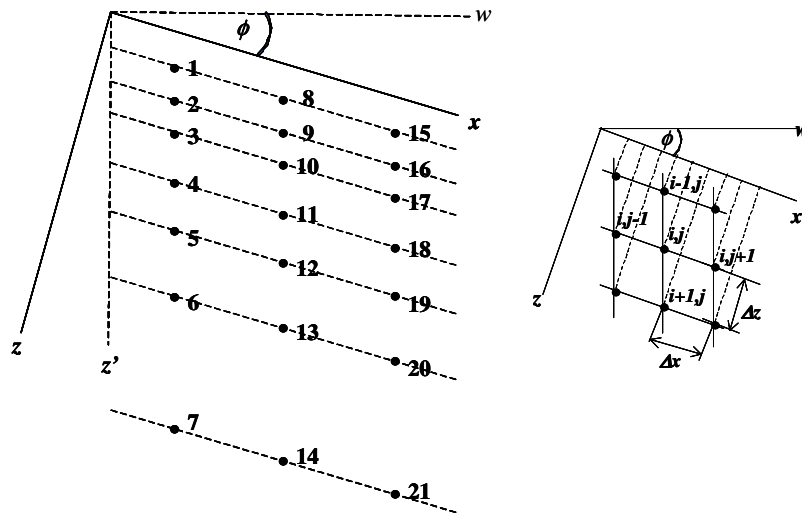


Figura 4.3 Discretización del monolito de suelo en una malla de nodos

Se aplicó el método analítico para la solución de las derivadas de la función $h-\theta$ y el método numérico de las diferencias finitas para las demás derivadas. De la ecuación (4.15) se obtuvo analíticamente la derivada de la tensión h con respecto a la humedad volumétrica θ :

$$\frac{\partial h}{\partial \theta} = - \left[\frac{a}{nm\theta_s} \right] * \left[\frac{e^\gamma}{S_e^{1/m+1}} \right] * (e^\gamma - e)^{1/n-1} \quad \langle 4.20 \rangle$$

$$\gamma = 1/S_e^{1/m}; S_e = \theta/\theta_s$$

Posteriormente, se obtuvieron las derivadas de la humedad volumétrica con respecto a x y z ; para ello se aplicó una aproximación a la primera derivada en diferencias finitas centradas; la derivada de la humedad volumétrica con respecto a la coordenada horizontal x se puede aproximar como:

$$\frac{\partial \theta}{\partial x} \Big|_{i,j} = \frac{\theta_{i,j+1} - \theta_{i,j-1}}{2\Delta x} \quad \langle 4.21 \rangle$$

La ecuación (4.21), solo se puede utilizar en los nodos interiores, por lo que para las condiciones de frontera, es decir para el primero y el último nodo la aproximación es:

$$\left. \frac{\partial \theta}{\partial x} \right|_{i,1} = \frac{-3\theta_{i,1} + 4\theta_{i,2} - \theta_{i,3}}{2\Delta x} \quad \text{y} \quad \left. \frac{\partial \theta}{\partial x} \right|_{i,N} = \frac{3\theta_{i,NC} - 4\theta_{i,NC-1} + \theta_{i,NC-2}}{2\Delta x} \quad (4.22)$$

En forma matricial, la ecuación (4.22) se denota como:

$$\left\langle \frac{\partial \theta}{\partial x} \right\rangle^{flai} = \frac{1}{2\Delta x} \begin{bmatrix} -3 & 4 & -1 & 0 & 0 & 0 \\ -1 & 0 & -1 & 0 & 0 & 0 \\ \cdot & & & & & \\ \cdot & & & & & \\ 0 & 0 & -1 & 0 & -1 & 0 \\ \cdot & & & & & \\ \cdot & & & & & \\ 0 & 0 & 0 & 1 & -4 & 3 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \theta_{i,1} \\ \theta_{i,2} \\ \cdot \\ \cdot \\ \theta_{i,j} \\ \cdot \\ \cdot \\ \theta_{i,NC} \end{bmatrix} = D(\theta^{flai})^T = \begin{bmatrix} \left. \frac{\partial \theta}{\partial x} \right|_{i,1} \\ \left. \frac{\partial \theta}{\partial x} \right|_{i,2} \\ \cdot \\ \cdot \\ \left. \frac{\partial \theta}{\partial x} \right|_{i,j} \\ \cdot \\ \cdot \\ \left. \frac{\partial \theta}{\partial x} \right|_{i,NC} \end{bmatrix} \quad (4.23)$$

De este modo se obtienen las derivadas de la humedad volumétrica con respecto a x a un solo nivel de z . Cada una de las derivadas anteriores, se multiplica por la derivada de la función $h-\theta$ (ecuación 4.20) y luego por la función K (ecuación 4.19), asumiendo los valores iniciales de los parámetros α , β y ω en cada nodo, de este modo se obtiene:

$$\left(K \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right)^{flai} = (K^{flai}) \cdot \left(D(h^{flai})^T \right)^T \cdot \left(D(\theta^{flai})^T \right)^T \quad (4.24)$$

$$\left(K \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right)^{fila i} = \left[K_{i,1} \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} \Big|_{i,1} \quad K_{i,2} \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} \Big|_{i,2} \dots \quad K_{i,NC} \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} \Big|_{i,NC} \right] \quad \langle 4.25 \rangle$$

La ecuación <4.25> representa el producto punto del vector de K y la transpuesta del vector de derivadas. Para calcular las segundas derivadas de la ecuación de Richards (ecuación 4.15), es necesario volver a derivar la ecuación <4.25> con respecto a x , aplicando aproximaciones numéricas.

Para los nodos internos la aproximación numérica se denota como:

$$\frac{\partial \left[K \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right]_{i,j}}{\partial x} = \frac{\left[K \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right]_{i,j+1} - \left[K \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right]_{i,j-1}}{2\Delta x} \quad \langle 4.26 \rangle$$

Y para el primero y el último nodo la aproximación numérica se denota como:

$$\frac{\partial \left[K \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right]_{i,1}}{\partial x} = \frac{-3 \left[K \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right]_{i,1} + 4 \left[K \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right]_{i,2} - \left[K \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right]_{i,3}}{2\Delta x} \quad \langle 4.27 \rangle$$

$$\frac{\partial \left[K \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right]_{i,N}}{\partial x} = \frac{3 \left[K \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right]_{i,NC} - 4 \left[K \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right]_{i,NC-1} + \left[K \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right]_{i,NC-2}}{2\Delta x} \quad \langle 4.28 \rangle$$

Aplicando de nuevo la derivación por medio de la discretización por diferencias finitas se obtiene:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right)^{fila i} = \left[D \left(\left(K^{fila i} \right) \bullet \left(D(h^{fila i})^T \right)^T \bullet \left(D(\theta^{fila i})^T \right)^T \right)^T \right] \quad \langle 4.29 \rangle$$

Es decir:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right)^{fila i} = \left[\frac{\partial}{\partial x} K_{i,1} \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} \Big|_{i,1} \quad \frac{\partial}{\partial x} K_{i,2} \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} \Big|_{i,2} \quad \dots \quad \frac{\partial}{\partial x} K_{i,NC} \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} \Big|_{i,NC} \right] \langle 4.30 \rangle$$

El procedimiento anterior se realiza para cada una de las filas, $i=1, 2, \dots, NF$ y se obtiene una matriz de derivadas así:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right)^T = \begin{bmatrix} \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right)^{fila 1} \\ \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right)^{fila 2} \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right)^{fila NF} \end{bmatrix} \quad \langle 4.31 \rangle$$

La matriz de derivadas anteriores, se denota de la forma:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) = A \quad \langle 4.32 \rangle$$

Para hallar las demás derivadas en las filas i , columnas j , se realiza el mismo procedimiento.

Luego se determina la derivada de la función de conductividad hidráulica con respecto a θ y se multiplican por las derivadas de la humedad volumétrica con respecto a x (ecuación 4.23). Este procedimiento se debe realizar para cada una de las filas, es decir $i = 1, 2, \dots, NF$ y se obtiene la siguiente matriz de derivadas:

$$\frac{\partial K}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} = \begin{bmatrix} \left(D(K^{fila 1})^T \right)^T \\ \left(D(K^{fila 2})^T \right)^T \\ \vdots \\ \left(D(K^{fila NF})^T \right)^T \end{bmatrix} \quad \langle 4.33 \rangle$$

La anterior matriz de derivadas, se denota de la forma:

$$\frac{\partial K}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} = \beta \quad \langle 4.34 \rangle$$

Dado que en la dirección z , los Δz entre nodos no conservaron una distancia uniforme, las derivadas de la humedad con respecto x , se puede aproximar como:

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_{i,j} = w_{i,j} \quad \langle 4.35 \rangle$$

Donde, $w_{i,j}$ se denominan factores de peso para las derivadas en diferencias finitas cuando la distribución de los puntos no es uniforme. Para generar los coeficientes y la matriz de derivadas en z , se siguió la metodología reportada por Fornberg (1992, 1999). En forma matricial estas se denotan como:

$$\left\langle \frac{\partial \theta}{\partial z} \right\rangle^{col j} = \begin{bmatrix} w_{i,j} & w_{i,j+1} & \cdot & \cdot & \cdot & w_{i,NC} \\ w_{i+1,j} & w_{i+1,j+1} & \cdot & \cdot & \cdot & w_{i+1,NC} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ w_{NF,j} & w_{NF,j+1} & \cdot & \cdot & \cdot & w_{NF,NC} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \theta_{1,j} \\ \theta_{2,j} \\ \cdot \\ \cdot \\ \theta_{i,j} \\ \cdot \\ \cdot \\ \theta_{NF,j} \end{bmatrix} = D(\theta^{col j}) = \begin{bmatrix} \left. \frac{\partial \theta}{\partial z} \right|_{1,j} \\ \left. \frac{\partial \theta}{\partial z} \right|_{2,j} \\ \cdot \\ \cdot \\ \left. \frac{\partial \theta}{\partial z} \right|_{i,j} \\ \cdot \\ \cdot \\ \left. \frac{\partial \theta}{\partial z} \right|_{NF,j} \end{bmatrix} \quad \langle 4.36 \rangle$$

De este modo se encuentran las derivadas de la humedad con respecto a z a un solo nivel de x . Cada una de las derivadas anteriores, se multiplica por la derivada de la función $h-\theta$ (ecuación 4.20) y luego por la función de K , en cada nodo respectivamente:

$$\left(K \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)^{col j} = (K^{col j}) \cdot (D(h^{col j})) \cdot (D(\theta^{col j})) \quad \langle 4.37 \rangle$$

$$\left(K \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)^{col j} = \left[K_{1,j} \left. \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right|_{1,j} \quad K_{2,j} \left. \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right|_{2,j} \quad \dots \quad K_{NF,j} \left. \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right|_{NF,j} \right]^T \quad \langle 4.38 \rangle$$

La ecuación $\langle 4.38 \rangle$ representa el producto punto del vector de K y del vector de derivadas. Para calcular las segundas derivadas de la ecuación de Richards (ecuación 4.15), el resultado anterior es necesario volverlo a derivar con respecto a z , aplicando de nuevo la derivación por medio de la discretización por diferencias finitas se obtiene:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)^{col j} = \left[D \left((K^{col j}) \cdot (D(h^{col j})) \cdot (D(\theta^{col j})) \right) \right] \quad \langle 4.39 \rangle$$

Es decir:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)^{col j} = \left[\frac{\partial}{\partial z} K_{1,j} \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_{1,j} \quad \frac{\partial}{\partial z} K_{2,j} \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_{2,j} \quad \dots \quad \frac{\partial}{\partial z} K_{NF,j} \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_{NF,j} \right]^T \quad \langle 4.40 \rangle$$

El procedimiento anterior se realiza para cada una de las columnas, es decir $i=1, 2, \dots, NC$ y se obtiene una matriz de derivadas donde cada uno de los términos corresponde a las columnas denotadas así:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) = \left[\frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)^{col 1} \quad \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)^{col 2} \quad \dots \quad \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)^{col NC} \right] \quad \langle 4.41 \rangle$$

La matriz de derivadas anteriores, se denota de la forma:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) = \Gamma \quad \langle 4.42 \rangle$$

El procedimiento para hallar las demás derivadas, en las columnas j , filas i , se realiza de la misma forma.

Posteriormente, se calculan las derivadas de la función de conductividad hidráulica con respecto a θ (derivadas de la ecuación 4.19) y estas se multiplican por las derivadas de la humedad volumétrica con respecto a z (ecuación 4.36), este procedimiento se debe realizar para cada una de las columnas, es decir $j = 1, 2, \dots, NC$ y se obtiene la siguiente matriz de derivadas:

$$\frac{\partial K}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \left[\left(D(K^{col 1}) \right) \quad \left(D(K^{col 2}) \right) \quad \dots \quad \left(D(K^{col NC}) \right) \right] \quad \langle 4.43 \rangle$$

La matriz de derivadas anteriores, se denota de la forma:

$$\frac{\partial K}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \delta \quad \langle 4.44 \rangle$$

De acuerdo al desarrollo anterior, la derivada temporal de la humedad para resolver la ecuación de Richards en condiciones de ladera se escribe de la forma:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \Lambda - \text{sen}(\phi) * \beta + \Gamma + \text{cos}(\phi) * \delta \quad \langle 4.45 \rangle$$

La ecuación <4.45> se resuelve por un proceso iterativo el cual genera soluciones sucesivas, mediante estimación de los parámetros de la ecuación de conductividad no saturada, hasta alcanzar un grado de convergencia satisfactorio, el cual implica que la diferencia entre el contenido de humedad volumétrica observada y estimada para cada nodo a través del tiempo es la mínima. El resultado de la solución de esta ecuación, es una matriz de las derivadas de humedad con respecto al tiempo en cada nodo.

Donde:

$$\theta = \begin{bmatrix} \theta_{1,1} & \theta_{1,2} & \dots & \theta_{1,j} & \dots & \theta_{1,NC} \\ \theta_{2,1} & \theta_{2,2} & \dots & \theta_{2,j} & \dots & \theta_{2,NC} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \theta_{i,1} & \theta_{i,2} & \dots & \theta_{i,j} & \dots & \theta_{i,NC} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \theta_{NF,1} & \theta_{NF,2} & \dots & \theta_{NF,j} & \dots & \theta_{NF,NC} \end{bmatrix} \quad \langle 4.46 \rangle$$

Para integrar esta ecuación, se aplica una diferencia finita hacia adelante en el nodo i, j :

$$\frac{\partial \theta_{i,j}}{\partial t} = \frac{\theta_{i,j}^{t+\Delta t} - \theta_{i,j}^t}{\Delta t} \quad \langle 4.47 \rangle$$

Reemplazando esta definición en la ecuación de la derivada de θ con respecto a t finalmente se encuentra la ecuación general para encontrar la variación de la humedad a cualquier tiempo y en cada nodo x, z :

$$\theta^{t+\Delta t} = \theta^t + \Delta t(\Lambda - \text{sen}(\phi)\beta + \Gamma + \text{cos}(\phi)\delta) \quad \langle 4.48 \rangle$$

Como resultados de la solución de la anterior ecuación de Richards, se obtienen para cada nodo los valores de los parámetros a, n y m de la función de la retención de humedad de Fredlund y Xing y de parámetros α, β y ω de la función de conductividad hidráulica no saturada.

En el capítulo 5, se presenta la aplicación del modelo matemático descrito anteriormente, para estimar las funciones paramétricas de las relaciones hidráulicas de los suelos derivados de cenizas volcánicas en condiciones de ladera. Asimismo se presenta la implementación del nuevo modelo para simular el flujo del agua en estos suelos.

En el Anexo A, se presenta el código para resolver el modelo de Richards propuesto. Este código se desarrolló en el programa MATLAB® mediante librerías que contienen las subrutinas de cálculo, las cuales se ejecutan desde un programa principal.

Referencias

- Ahuja, L.R., Ross, J.D., Bruce, R.R., Cassel, D.K. 1988. Determining unsaturated hydraulic conductivity from tensiometric data alone. *Soil Science Society of American Journal* 52, 27-34.
- Bardossy, A., Bronsterts, A., Merz, B. 1995. 1 -, 2- and 3-dimensional modeling of water movement in the unsaturated soil matrix using fuzzy approach. *Advances in Water Resources* 18, 237-251.
- Brooks, R.H., Corey, A.T. 1964. Hydraulic properties of porous media. Hydrology Paper No. 3. Colorado State University. Fort Collins, Colorado. 27 p.
- Budiman, M.B., McBratney, A.B., Bristow, K.L. 1999. Comparison of different approaches to the development of pedotransfer functions for water-retention curves. *Geoderma* 93, 225-253.
- Burdine, N.T. 1953. Relative permeability calculations from pore-size distribution data. *Petroleum Transactions of the American Institute of Mining Engineering* 198, 71-78.
- Coelho, F.E., Or, D. 1997. Applicability of analytical solutions for flow from point sources to drip irrigation management. *Soil Science Society of American Journal* 61, 1331-1341.
- Fayer, M.J. 2000. UNSAT-H Version 3.0: Unsaturated soil water and heat flow model. PNNL-13249, Pacific Northwest Laboratory, Richland, Washington.
- Fornberg, B. 1992. Fast generation of weights in finite difference formulas, in recent developments in numerical methods and software for odes/daes/pdes, Byrne G. (ed). World Scientific, River Eedge, NJ.
- Fornberg, B. 1999. Calculation of weights in finite difference formulas, *Siam Review*, Vol. 40, No. 3. pp. 685-691.
- Fontes, J.C., Pereira, L.S., Smith, R. E. 2004. Runoff and erosion in volcanic soils of Azores: simulation with OPUS. *Catena* 56, 199-212.
- Fredlund, D.G., Xing, A. 1994. Equations for the soil-water characteristic curve. *Canadian Geotechnical Journal* 31, 521-532.
- Fredlund, DG, Xing, A., Huang, S. 1994. Predicting the permeability functions for unsaturated soil using the soil water characteristic curve. *Canadian Geotechnical Journal* 31(4), 533-546.

Gardner, W.R. 1958. Some steady state solutions of unsaturated moisture flow equations with applications to evaporation from water table. *Soil Science* 85, 228-232.

Green, R. E., Corey, J. C. 1971. Calculation of hydraulic conductivity: A further evaluation of some predictive methods. *Soil Science Society of American Proceeding* 35, 3-8.

Hanks, R.J., Bowers, S.A. 1962. Numerical solution of the moisture flow equation for infiltration into layered soils. *Soil Science Society of American Proceeding* 26, 530-543.

Hillel, D. 1998. *Environmental soil physics* Academic Press Inc. 413 p.

Jackson, R. D., Reginato, R. S., van Bavel, C. H. M. 1965. Comparison of measured and calculated hydraulic conductivities of saturated soils. *Water Resources Research* 1(3), 375-380.

Jury, W.A., Gardner, W.R., Gardner, W.H. 1991. *Soil physics*. Fifth Edition. Wiley, New York. 328 p.

Klute, A.Z. 1952. A numerical method for solving the flow equation for water in unsaturated materials. *Soil Science* 73(2), 105-116.

Kohler, A., Abbaspour, K.C., Fritsch, M., van Genuchten, M.Th., Sculin, R. 2001. Simulating unsaturated flow and transport in a macroporous soil to tile drains subject to an entrance head: model development and preliminary evaluation. *Journal of Hydrology* 254, 67-81.

Leij, F.L., Russel, W.B., Lesch, S.M. 1997. Closed-form expression for water retention and conductivity data. *Ground Water* 35(5), 848-858.

Miyazaki, T. 1993. *Water flow in soils*. Marcel Dekker, Inc. New York. 296 p.

Mualem, Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research* 12(3), 513-522.

Neuman, S.P., Feddes, R.A., Bresler, E. 1975. Finite element of two-dimensional flow in soil considering water uptake by roots: Theory. *Soil Science Society of American Journal* 39, 224-230.

Pachepsky, Y., Timlin, D., Rawls, W. 2003. Generalized Richards equation to simulate water transport in unsaturated soils. *Journal of Hydrology* 272, 3-13.

Raats P., A.C. 1971. Steady infiltration from point sources, cavities and basins. *Soil Science Society of American Proceeding* 35, 689-694.

Raes, D., Deproost, P. 2003. Model to assess water movement from a shallow water table to the root zone. *Agricultural Water Management* 62, 79-91.

Rawls, W.J., Brakensiek, D.L. y Saxton, K.E. 1982. Estimation of soil water properties. *Transactions of the ASAE* 25, 1316-1320.

Rawls, W.J., Gish, T.J., Brakensiek, D.L., 1991. Estimating soil water retention from soil physical properties and characteristics. *Advances in Soil Science* 16, 213-234.

Richards, L.A. 1931. Capillary conduction of liquids in porous media. *Physics* 1, 318-333.

Romano, N., Brunoneb, B., Santini, A. 1998. Numerical analysis of one-dimensional unsaturated flow in layered soils. *Advances in Water Resources* 21, 315-324.

Rose, W. 2000. Myths about later-day extensions of Darcy's law. *Journal of Petroleum Science and Engineering* 26, 187-198.

Saxton, K.E., Rawls, W.J., Romberger, J.S., Papendick, R.I. 1986 Estimating generalized soil-water characteristics from texture. *Soil Science Society of American Journal* 50, 1031-1036.

Schulz, K., Huwe, B. 1997. Water flow modeling in the unsaturated zone with imprecise parameters using a fuzzy approach. *Journal of Hydrology* 201, 211-229.

Shao, M., Horton, R. 1998. Integral Method for Estimating Soil Hydraulic Properties. *Soil Science Society of American Journal* 62, 585-592.

Simunek J., Sejna M., van Genuchten M. Th. 1998. "The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the One-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media", Version 2.0, U.S. Salinity Laboratory, Agriculture Research Service, USDA, Riverside, California.

Simunek, L., van Genuchten, M.Th., Sejna, M. 2006. The HYDRUS Software package for simulating the two- and three-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Technical Manual, Version 1.0. University of California Riverside, Riverside, CA.

van Dam, J.C., Feddes, R.A. 2000. Simulation of infiltration, evaporation and shallow groundwater levels with the Richards equation. *Journal of Hydrology* 233, 72-85.

van Genuchten, M.Th. 1980. A closed-form equation for predict in the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Science Society of American Journal 44, 892-898.

van Genuchten, M.Th. 1982. A comparison of numerical solutions of one-dimensional unsaturated-saturated flow and mass transport equations. Advances in Water Resources 5, 47-55.

Vereecken, H., Maes, J., Feyen, J., Darius, P. 1989. Estimating the soil moisture retention characteristic from texture, bulk density and carbon content. Soil Science 148, 389-403.

Warrick, A.W. 1974. Time depended linealized infiltration: I point sources. Soil Science Society of American Proceeding 38, 383-386.

Warrick, A.W. 1991. Numerical approximation of Darcian flow through unsaturated soil. Water Resources Research 27, 1215-1222.

Warrick, A.W. 2003. Soil water dynamics. Oxford University Press. Inc. 391 p.

Capítulo 5

5. Conductividad hidráulica no saturada y flujo del agua en suelos volcánicos de ladera: Solución de la ecuación de Richards

5.1 Introducción

Durante los últimos años el desarrollo de modelos matemáticos y numéricos que explican los procesos de transferencia de agua, solutos o contaminantes desde la superficie del suelo, hacia capas subsuperficiales, han tenido un considerable progreso. Para la calibración y aplicación de estos modelos, es necesario determinar una serie de datos y valores de los parámetros de entrada, relacionados principalmente con las propiedades físicas e hidráulicas del suelo que controlan los procesos de transferencia en condiciones de no saturación. La caracterización hidráulica del suelo incluye las funciones de retención de humedad $\theta(h)$ y conductividad hidráulica no saturada $K(\theta)$ o $K(h)$, las cuales describen la relación entre el contenido de humedad volumétrica, el potencial mátrico y la conductividad hidráulica del suelo (Jury *et al.*, 1991; Hillel, 1998).

La conductividad hidráulica no saturada K , se determina por diversos métodos, uno de los más empleados es el perfil instantáneo o flujo de drenaje variable, el cual permite estimar K mediante la medición simultánea del contenido de

humedad y del potencial mátrico en el perfil del suelo a través del tiempo, aplicando la ley de Buckingham-Darcy. El método se inició a mediados del siglo pasado (Richard *et al.*, 1956) y Watson (1966) propuso una aproximación para determinar la relación entre la conductividad hidráulica y el potencial mátrico ($K-h$) en una columna de arena inicialmente saturada, Rose *et al.* (1965) emplearon el método *in situ*, mientras que Vachaud (1967), Rogers y Klute (1971) lo aplicaron en condiciones de laboratorio, Hillel *et al.* (1972) mejoraron el procedimiento y facilitaron los cálculos, Libardi *et al.* (1980) y Chong *et al.* (1981) propusieron métodos simplificados mediante un número limitado de datos colectados *in situ*, y asumiendo el potencial mátrico constante, el cual es aplicable principalmente a suelos homogéneos. Otros métodos para determinar K incluyen el método del drenaje modificado (Libardi, *et al.*, 1980), método simplificado (Jones y Wagenet, 1984), el plano de flujo cero (Arya, 2002), aspersion constante con lluvia simulada o flujo vertical constante. Con estos métodos se obtiene resultados similares a los obtenidos con el perfil instantáneo.

Uno de las limitaciones frecuentes para determinar la conductividad hidráulica no saturada, es que las mediciones de humedad y tensión realizadas en el campo o en laboratorio, no siempre abarcan un amplio rango de valores, además son laboriosas y en algunos casos difíciles de implementar, por lo cual se han desarrollado modelos matemáticos que representan en forma aproximada el comportamiento del agua en el suelo, tanto en la zona seca como húmeda. Dichos modelos se pueden clasificar en diferentes grupos de acuerdo con el método empleado; un grupo lo conforman las expresiones empíricas basados en el comportamiento del agua en el suelo para describir la función de conductividad hidráulica no saturada; otro grupo los conforman los modelos matemáticos basados en la relaciones entre la retención de humedad, la distribución del tamaño de poros y la conectividad entre estos y un tercer grupo los conforman las funciones de pedotransferencia desarrolladas a partir de algunas propiedades del suelo para estimar la función de conductividad hidráulica saturada y no saturada.

Entre los modelos empíricos mas utilizados, se destaca el propuesto por Gardner (1958) quien planteó dos expresiones para estimar la conductividad hidráulica no saturada y relativa, en función del potencial mátrico del suelo y de 3 parámetros a , b y n que dependen del tipo de suelo:

$$K = a/(b + h^n); \quad K_r = K/K_s = 1/((\alpha h)^n + 1) \quad \langle 5.1 \rangle$$

Otros métodos empíricos son los desarrollados por Ahuja *et al.* (1989) quienes plantean algunas funciones de tipo logarítmica, exponencial y potencial para estimar las propiedades hidráulicas del suelo.

Burdine (1953) basado en que el suelo está formado por una serie de tubos capilares interconectados, planteó un modelo matemático que describe la conductividad hidráulica en función de tres variables, el grado de saturación del suelo, la conductividad hidráulica relativa y un parámetro de conectividad de poros. Brooks y Corey (1964) plantearon una expresión analítica simple, que permite estimar fácilmente la conductividad hidráulica saturada y no saturada en función del potencial mátrico y de un índice de distribución de poros:

$$K = K_s \text{ para } h > h_o \text{ y } K(h) = K_s (h/h_o)^{-(2+3\lambda)} \quad \langle 5.2 \rangle$$

Donde, K_s es la conductividad hidráulica saturada [$L \cdot T^{-1}$], h el potencial mátrico [L], h_o [L] el valor del potencial de entrada de aire o presión de burbujeo y λ [-] un índice de distribución de poros.

Campbell (1974) reporta un método similar al planteado por Burdine (1953) para determinar la conductividad hidráulica no saturada a partir de la curva de retención de humedad. Por su parte, Mualem (1976) al igual que Burdine, expresó la conductividad hidráulica en función del grado de saturación del suelo y utilizó un valor de 0,5 para el parámetro conectividad de poros. En los modelos de Burdine y

de Mualem se requiere asumir una relación matemática de la curva de retención de humedad para que el modelo tenga solución:

$$K(S_e) = K_r S_e^l \frac{\int_0^{S_e} \frac{I}{(h(\theta))^2} dx}{\int_0^1 \frac{I}{(h(\theta))^2} dx} \quad \langle 5.3 \rangle$$

Se está definido por: $S_e = \theta - \theta_r / \theta_s - \theta_r$. Donde, θ_s y θ_r corresponden a la humedad a saturación y residual, respectivamente. En muchos casos, la conductividad hidráulica se expresa como conductividad relativa K_r la cual es una relación entre la conductividad no saturada y la saturada.

van Genuchten (1980) desarrolló un modelo para el cálculo de la conductividad hidráulica combinando la función de retención de humedad con sus tres parámetros y la humedad normalizada, con el modelo de continuidad y conectividad de poros de Mualem (1976):

$$K_r = S_e^l \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^m \right]^2 \quad \langle 5.4 \rangle$$

Posteriormente, Wösten y van Genuchten (1988) calibraron los parámetros que intervienen en dicha ecuación, encontrando que estos deben ser ajustados para sitios específicos.

De otro lado, Fredlund *et al.*, (1994) combinaron la ecuación de retención de humedad de Fredlund y Xing (1994) con el modelo de conductividad hidráulica de Childs y Collins, para el cálculo de la conductividad hidráulica no saturada:

$$K(h) = K_s \frac{\int_{\ln h}^b \frac{\theta(e^y) - \theta(h)}{e^y} \theta'(e^y) dh}{\int_{\ln h_a}^b \frac{\theta(e^y) - \theta_0}{e^y} \theta'(e^y) dh} \quad (5.5)$$

Donde, y = variable de integración que representa $\ln h$, $b = \ln(10^6 \text{ kPa})$, h_a = valor de entrada de aire, θ' = derivada de la función de h .

Algunos de los modelos anteriormente mencionados para estimar K , se basan en la función de retención de humedad, la cual a su vez requiere de ciertos parámetros de ajuste. Un método ampliamente usado para determinar tales parámetros es el método inverso (Simunek *et al.*, 1998). La aplicación de método asume un determinado modelo paramétrico para la conductividad hidráulica el cual debe describir exactamente el comportamiento físico del suelo, mediante un proceso experimental se estiman los parámetros del modelo, para minimizar la desviación entre las variables medidas y las predeterminadas (Ritter *et al.*, 2003); Hopmans *et al.* (2002) hacen una amplia revisión de los principios, ventajas y desventajas de este método.

Kosugi y Nakayama (1997) desarrollaron un método para estimar la conductividad hidráulica no saturada, combinando el método del perfil instantáneo con el modelo de Mualen (1976); el método propuesto fue evaluado en columnas de suelo con propiedades hidráulicas uniformes y heterogéneas. Los resultados mostraron que el método propuesto puede ser aplicado en perfiles uniformes o estratificados.

En el grupo de las funciones de pedotransferencia (PTFs), existen gran cantidad de estas funciones para estimar K en diferentes tipos suelos. Rawls *et al.* (1982), Saxton *et al.* (1986), Vereecken *et al.* (1989), Ahuja *et al.* (1989), Rawls *et al.* (1991), Budiman *et al.* (1999), presentan varias aproximaciones de este tipo, basados en algunas propiedades físicas del suelo tales como, textura, porosidad, densidad aparente y contenido de materia orgánica, entre otras; estas relaciones

se determinan mediante análisis de regresión y se consideran empíricas, lo cual indica que deben ser calibradas para las condiciones locales y tipo de suelo específico.

Entre otras aplicaciones, las funciones de pedotransferencia permiten estimar los valores de los parámetros de los modelos matemáticos de K , Rawls *et al.* (2003) desarrollaron algunas de estas funciones para predecir los parámetros de la ecuación de Brooks y Corey, mientras que Schaap y Leij (2000) lo realizaron para estimar los parámetros del modelo van Genuchten.

Actualmente el modelo matemático propuesto por van Genuchten (1980) es el más usado para estimar K ; su popularidad se debe a la simplicidad del modelo, a la disponibilidad de los valores de los parámetros para diferentes tipos de suelo (Carsel y Parrish, 1988) y al ajuste del modelo a datos experimentales. Sin embargo la estimación de K con este modelo está limitada a contenidos de humedad mayores al de humedad residual, presentado problemas de ajuste, cuando la humedad del suelo se acerca a valores cercanos a la humedad residual. Borgesen *et al.* (2006) evaluaron la capacidad de algunos modelos comúnmente usados para estimar K , entre ellos el de van Genuchten; este debió ser mejorado por medio de una función empírica, para lograr describir tanto la conductividad hidráulica saturada como la no saturada. Similares modificaciones fueron introducidas por Vogel *et al.* (2001) para el mismo modelo.

Otros métodos para estimar K directamente en el campo es el uso de infiltrómetros de tensión, en este método el agua es succionada por el suelo a diferentes tensiones, lo cual permite obtener el valor de K aplicando la ley de Darcy-Buckingham y la solución de Wooding (Simunek y van Genuchten, 1997; Wang *et al.*, 1998; Angulo-Jaramillo *et al.*, 2000; Ventrella *et al.*, 2005; Pochet *et al.*, 2007). Los infiltrómetros de succión de costra o corteza, también permiten determinar K , en función del potencial mátrico del suelo combinando flujos a través de una corteza o costra a determinados potenciales de succión (Tamari *et al.*, 1993).

Como se menciona, los métodos para determinar K difieren en su enfoque, requerimiento de variables de entrada y número de parámetros, lo que determina la precisión en la predicción; de allí que numerosos autores han comparado estos métodos. Por ejemplo, Tamari *et al.* (1993), Wendroth *et al.* (1993), Mermoud y Xu (2006) compararon los métodos del perfil instantáneo, las costras superficiales, el método de columnas y funciones matemáticas y de pedotransferencia, para estimar las funciones hidráulicas y su efecto en la simulación del movimiento de agua en el suelo. Los valores de conductividad hidráulica obtenida por los métodos del perfil instantáneo y las costras fueron más altos que los obtenidos a partir de la ecuación de van Genuchten. Resultados similares son reportados por Fontes *et al.* (2004) quienes determinaron que los valores de K estimados en laboratorio fueron superiores a los determinados en campo.

Alexander y Skaggs (1986) probaron diversos modelos para predecir la conductividad hidráulica a partir de la curva característica de retención de humedad en el suelo, los resultados fueron comparados con determinaciones en laboratorio. Se determinó que algunos modelos sobrestiman y otros subestiman los valores de $K(h)$ según la textura del suelo.

De acuerdo con la gran divergencia entre métodos y la ausencia de una aproximación aplicable a suelos con propiedades específicas, como los *Andisoles* de ladera, se hace necesario plantear nuevas soluciones a la ecuación de Richards, que permitan simular los flujos de agua para las condiciones de suelos de ladera de la zona cafetera central de Colombia. Por lo tanto este trabajo de investigación tiene como objetivo estimar los valores de los parámetros de las funciones hidráulicas de retención de humedad y conductividad hidráulica no saturada con el fin de simular el flujo del agua en *Andisoles*, empleando un método matemático basado en la solución de la ecuación de Richards, adaptado a condiciones de ladera, a partir de datos obtenidos en campo mediante el método del perfil instantáneo.

5.2 Metodología

5.2.1 Estimación de los parámetros de las funciones hidráulicas del suelo

Los datos de entrada requeridos para la solución numérica de la ecuación de Richards presentada en el Capítulo 4 (ecuación 4.15), se obtuvieron mediante un experimento desarrollado en campo. Se midieron simultáneamente la humedad volumétrica y el potencial matricial a través del tiempo durante el proceso de redistribución del agua en el suelo mediante el método del perfil instantáneo reportado por Hillel (1998), Grohmann y Reichardt (1976), Libardi *et al.* (2006).

- Método del perfil instantáneo

Las mediciones se llevaron a cabo en suelos de la Estación Experimental Naranjal del Centro Nacional de Investigaciones de Café “Cenicafé” localizada en Chinchiná - Caldas a 4°59' N, 79°39' O, 1400 msnm y en la hacienda Maracay, localizada en Quimbaya – Quindío a 4°36' N, 75°44' O y 1450 msnm. En cada localidad mencionada se seleccionó un terreno con diferentes grados de pendiente y en este se localizaron y seleccionaron tres unidades de medición con diferente grado de la pendiente. En Naranjal se seleccionaron las unidades de medición NM-I, NM-II y NM-III con pendientes del 20%, 40% y 70%, respectivamente y en Maracay las unidades MM-I, MM-II y MM-III, con pendientes del 20%, 40% y 75%, respectivamente.

En cada una de las unidades de medición se aisló un monolito de suelo de 1,5m de ancho, 6,0m de largo y 1,6m de profundidad, en éste se midieron simultáneamente la humedad volumétrica y el potencial mátrico del suelo en diferentes puntos del perfil (en las direcciones x y z) a través del tiempo, cada punto de medición correspondió a un nodo. En el Capítulo 1, se presenta la

descripción detallada de los suelos objeto de estudio y en el Capítulo 3, se describe la metodología empleada para la medición de la humedad volumétrica y del potencial mátrico del suelo en las unidades de medición.

- Solución de la ecuación de Richards adaptada a condiciones de suelos de ladera

La solución analítica y numérica del modelo de Richards para condiciones de suelos de ladera, consistió en la optimización de parámetros de las funciones de retención de humedad y de conductividad hidráulica no saturada, de tal manera que la diferencia entre la humedad volumétrica del suelo estimada mediante la solución de dicha ecuación y la observada mediante el método del perfil fuera mínima.

En el Capítulo 4, se presentó la formulación matemática y el desarrollo numérico para resolver dicha ecuación para condiciones de suelos de ladera. Como se estableció, es posible determinar el comportamiento del agua en el suelo en condiciones de ladera mediante la incorporación de la variable inclinación de la pendiente (ϕ) como una variable adicional en la ecuación de Richards.

Para resolver la ecuación (4.15) se definieron e implementaron ecuaciones para las funciones hidráulicas del suelo. Tal como se presentó en el Capítulo 4, la ecuación implementada para la función de retención de humedad fue la propuesta por Fredlund y Xing (1994) (ecuación 4.17), la cual se ajusta mejor a las condiciones de campo en los suelos estudiados, ($RECM < 0,001$), específicamente durante el periodo de secamiento del suelo. Esta ecuación permite estimar el comportamiento de la humedad del suelo para valores altos de succión del suelo. Para la función de conductividad hidráulica no saturada, se implementó la ecuación empírica propuesta por Gardner (Gardner, 1958) (ecuación 4.19).

- Condiciones iniciales y de contorno

El modelo propuesto resuelve la ecuación de Richards en términos de la humedad volumétrica (θ) y del potencial matricial del suelo (h), considerando un sistema tridimensional x, y, z que asume una simetría de la distribución del agua en la coordenada y , o flujo constante; lo cual simplifica la solución a un modelo de flujo bidimensional x, z .

El modelo se aplica para determinar las funciones hidráulicas del suelo y predecir la distribución del agua en el perfil del suelo en la zona no saturada del suelo en monolitos de suelo con diferentes pendientes. El dominio de flujo se definió como $D = (0 \leq x \leq x_{max}; 0 \leq z \leq z_{max})$ donde x_{max} y z_{max} , corresponden a los valores máximos de las distancias horizontal y vertical de los monolitos, abarcando los horizontes diagnóstico del perfil del suelo.

El monolito de suelo, se discretizó en una serie de nodos (Figura 5.1) de acuerdo con los puntos o profundidades a las cuales se realizaron las mediciones (21 cada uno de los monolitos de suelo de la unidad Chinchiná y 18 en la unidad Montenegro) cuyos vértices se constituyen en puntos nodales. El índice i ($i = 1, 2, \dots, i_n$) indica los puntos a lo largo del eje x de ancho Δz uniforme y el índice j ($j = 1, 2, 3, \dots, j_n$) los puntos a lo largo del eje z de ancho Δz variable.

Cada nodo contenía las variables e información necesaria para el proceso de solución. Para t_0 , $\theta \leq \theta_s$ y $h \geq 0$; donde t_0 corresponde a las mediciones iniciales. Se asumió una condición tipo Dirichlet en el área de flujo, es decir que en las fronteras del área de dominio se asignan los valores de la solución de las funciones, de esta manera para $z = 0$ y $z = z_{max}$, $\partial h / \partial z = 0$ y $x = 0$ y $x = x_{max}$, $\partial h / \partial x = 0$.

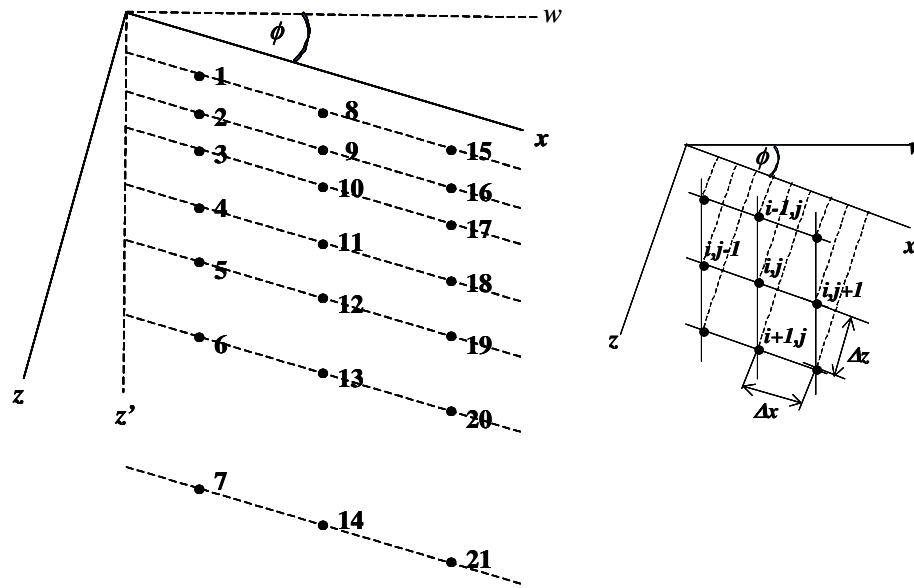


Figura 5.1 Discretización del monolito de suelo en una malla de nodos, para la aplicación de las soluciones numéricas.

Además, se tuvieron en cuenta las siguientes condiciones:

- La distribución inicial de la humedad volumétrica y del potencial mátrico del suelo en el área de flujo son función de las coordenadas espaciales x y z .
- En el perfil del suelo, cada capa u horizonte se consideró homogénea, isotrópica y estable.
- Las propiedades hidráulicas y físicas del suelo se consideran homogéneas a través del tiempo.
- Se presentan condiciones isotérmicas y no se considera el flujo de agua en el suelo en forma de vapor.
- No se tuvieron en cuenta condiciones de histéresis.
- Los cambios de la humedad se originan por efecto del drenaje, es decir sin término de extracción de agua por las plantas y sin evaporación. Se asume que no hay ingreso de agua en el límite superior del dominio z ,

que puede haber salida de agua en el límite inferior del dominio inferior z .

El proceso de solución de la ecuación de Richards, partió de la información colectada en campo y organizada en una base de datos, para lo cual en cada uno de los nodos de cada monolito, se registraron las siguientes variables:

- Identificación de cada monolito
 - Tiempo de medición (horas)
 - Coordenadas x , z de cada nodo (en centímetros) en el monolito
 - Humedad volumétrica del suelo ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$) y potencial mátrico (hPa) registrados en cada uno de los tiempos de medición
 - Humedad a saturación ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$) determinada para cada nodo
 - Inclinación de la pendiente (en grados) de cada monolito
- Criterios para la solución de la ecuación y los procesos iterativos

La ecuación de Richards es una ecuación diferencial parcial no lineal, lo que obliga a aplicar una técnica iterativa para obtener soluciones en cada una de las series de tiempo evaluadas. En este caso se aplicó la función *fminsearch* de MATLAB® que utiliza el método de Nelder-Mead para la optimización de los parámetros, la cual a su vez estima el error de las predicciones mediante una función objetivo.

Para la solución de dicha ecuación se utilizaron una serie de valores iniciales para los parámetros a , n y m de la ecuación de FX (ecuación 4.17) y para los parámetros α , β y ω de la ecuación de conductividad hidráulica no saturada $K(h)$ (ecuación 4.19). Dichos valores iniciales se obtuvieron con base en los datos reportados por (Fredlund y Xing, 1994) para la función de FX y por Vereecken *et al.* (1989) y Hillel (1998) para la función de K .

En una primera rutina, se optimizaron los parámetros a , n y m mediante la aplicación del método iterativo; de tal manera que en cada iteración se obtienen los valores de los parámetros, estas se repiten hasta que la función FX se ajustó satisfactoriamente ($< RECM$) a los pares de valores de humedad (θ) y tensión (h) medidos en cada uno de los nodos. De esta manera los valores de los parámetros estimados, se organizan en una matriz y se utilizan como datos de entrada para las siguientes rutinas.

Luego en una segunda rutina y por el mismo método iterativo, se optimizaron los valores de los parámetros α , β y ω mediante soluciones (iteraciones) sucesivas de la ecuación de Richards en la serie de tiempo. En cada solución y para cada nodo se obtienen los valores de estos parámetros; estas soluciones se repiten hasta que el modelo de Richards convergió satisfactoriamente. Cuando la diferencia entre la humedad volumétrica estimada y observada fue significativa, los valores iniciales de los parámetros α , β y ω se modificaron y se repitió la rutina, proceso que se realizó hasta lograr un ajuste satisfactorio.

El proceso de optimización se llevó a cabo de manera independiente para cada uno de los monolitos en los dos suelos estudiados.

- Evaluación del ajuste de las funciones hidráulicas del suelo

El ajuste de los parámetros de la función FX , se evaluó mediante la determinación de la raíz del error cuadrático medio ($RECM$) según la expresión:

$$RECM = \sqrt{\frac{\sum (P_i - O_i)^2}{n}} \quad \langle 5.6 \rangle$$

donde, P_i son los valores de predicción de la ecuación, O_i los valores observados experimentalmente y n el número de datos.

El ajuste del método propuesto se evaluó comparando el contenido de humedad volumétrica estimado con el observado a diferentes profundidades, mediante el cálculo de la raíz del error cuadrático medio:

$$RECM = \sqrt{\frac{\sum (\theta_{exp_{i,j}} - \theta_{cal_{i,j}})^2}{n}} \quad (5.7)$$

donde, $RECM$ es la raíz del error cuadrático medio, $\theta_{exp_{i,j}}$ corresponde a los valores de humedad volumétrica observados experimentalmente mediante el método del perfil instantáneo y $\theta_{cal_{i,j}}$ son los valores de humedad calculados mediante la solución de la ecuación de Richards, y n el número de observaciones.

5.2.2 Conductividad hidráulica no saturada $K(h)$

Una vez obtenidos los valores de los parámetros α , β , ω , se estimó la conductividad hidráulica no saturada para cada nodo en cada uno de los monolitos de suelo, para lo cual se empleó la ecuación empírica de Gardner (Gardner, 1958) presentada en el Capítulo 4.

5.2.3 Cálculo de la magnitud y dirección de la densidad de flujo del agua

Con base en el desarrollo matemático presentado en el Capítulo 4 para suelos de ladera, y transponiendo los ejes x y z de acuerdo con el ángulo de inclinación de la pendiente (θ) tal como se presenta en la Figura 5.2.

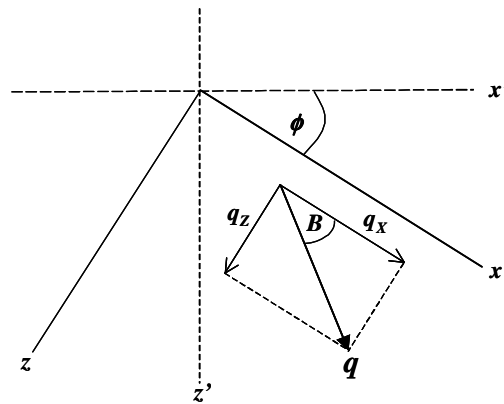


Figura 5.2 Componentes de la densidad de flujo del agua en terrenos pendientes.

La densidad de flujo del agua q en cada nodo del perfil del suelo, puede ser dividido en dos componentes, una componente q_z paralela al eje z y otra componente lateral q_x paralela al eje x , de allí que la densidad de flujo entre el nodo i, j y cada uno de los nodos vecinos, se obtiene aplicando las ecuaciones (4.12a) y (4.12b). Para resolver dichas ecuaciones se estimó la variación del potencial mátrico h con respecto a x ($\partial h/\partial x$) y a z ($\partial h/\partial z$). Considerando la función $h(x)$ tal como lo muestra la Figura 5.3, los valores de la función en cualquier punto de la curva, se pueden estimar mediante las series de Taylor.

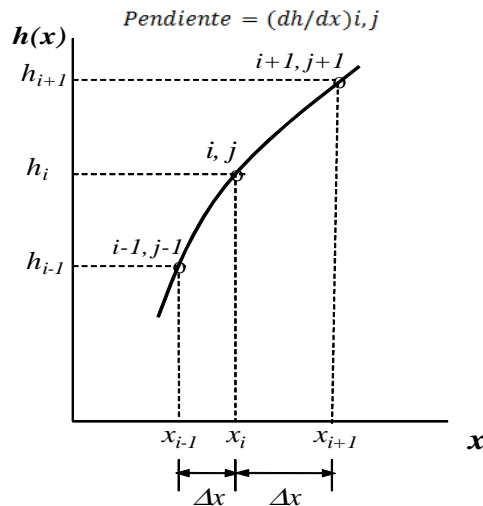


Figura 5.3 Función para estimar la variación del potencial mátrico con respecto a x .

De la Figura 5.3, se puede estimar $h_{i+1,j+1}$ y $h_{i-1,j-1}$ como:

$$h_{i+1,j+1} = h_{i,j} + \Delta \left(\frac{dh}{dy} \right)_{i,j} + \frac{\Delta x^2}{2!} \left(\frac{d^2h}{dy^2} \right)_{i,j} + \frac{\Delta x^3}{3!} \left(\frac{d^3h}{dy^3} \right)_{i,j} + \dots \quad \langle 5.8a \rangle$$

$$h_{i-1,j-1} = h_{i,j} - \Delta \left(\frac{dh}{dy} \right)_{i,j} + \frac{\Delta x^2}{2!} \left(\frac{d^2h}{dy^2} \right)_{i,j} - \frac{\Delta x^3}{3!} \left(\frac{d^3h}{dy^3} \right)_{i,j} + \dots \quad \langle 5.8b \rangle$$

En las ecuaciones anteriores, $i+1,j+1$; i,j ; $i-1,j-1$, corresponden a tres puntos consecutivos separados por una distancia Δx . De la diferencia entre las ecuaciones $\langle 5.8a \rangle$ y $\langle 5.8b \rangle$ y despreciando las derivadas de orden superior, se obtiene la ecuación para la primera derivada de $h(x)$:

$$\left. \frac{\partial h}{\partial x} \right|_{i,j} = \frac{h_{i,j+1} - h_{i,j-1}}{2\Delta x} \quad \langle 5.9 \rangle$$

La ecuación $\langle 5.9 \rangle$ sólo se puede utilizar en los nodos interiores, por lo tanto para los nodos externos, es decir para el primero y el último nodo la aproximación es:

$$\left. \frac{\partial h}{\partial x} \right|_{i,1} = \frac{-3h_{i,1} + 4h_{i,2} - h_{i,3}}{2\Delta x} \quad \langle 5.10 \rangle$$

De manera similar se obtienen las ecuaciones para estimar la función $h(z)$. Reemplazando las ecuaciones $\langle 5.9 \rangle$ y $\langle 5.10 \rangle$ en las ecuaciones $\langle 4.12a \rangle$ y $\langle 4.12b \rangle$ para cada una de las coordenadas y con el valor de la conductividad hidráulica no saturada, estimado para cada nodo a partir de la ecuación $\langle 4.19 \rangle$, se obtuvieron las funciones para estimar la densidad de flujo del agua q_z y q_x en cada nodo:

$$q_{Xi,j} = K_{i,j} \left(\frac{h_{i,j+1} - h_{i,j-1}}{2\Delta x} - \text{sen}\phi \right) \quad \langle 5.11a \rangle$$

$$q_{Zi,j} = K_{i,j} \left(\frac{h_{i,j+1} - h_{i,j-1}}{2\Delta z} + \text{cos}\phi \right) \quad \langle 5.11b \rangle$$

$$q_{Xi,j} = K_{i,j} \left(\frac{-3h_{i,1} + 4h_{i,2} - h_{i,3}}{2\Delta x} - \text{sen}\phi \right) \quad \langle 5.11c \rangle$$

$$q_{Zi,j} = K_{i,j} \left(\frac{-3h_{i,1} + 4h_{i,2} - h_{i,3}}{2\Delta z} + \text{cos}\phi \right) \quad \langle 5.11d \rangle$$

Donde, K es la conductividad hidráulica no saturada del nodo i,j , h el potencial mátrico en el nodo i,j , Δx y Δz los gradientes de distancia en los ejes z y x respectivamente y ϕ el ángulo de la pendiente del terreno en grados.

Las ecuaciones $\langle 5.11a \rangle$ y $\langle 5.11b \rangle$ aplican para estimar q_x y q_z en los nodos externos y las ecuaciones $\langle 5.11c \rangle$ y $\langle 5.11d \rangle$ para los nodos internos.

De acuerdo con la Figura 5.2, la relación geométrica entre q_x y q_z determina la dirección del flujo q :

$$\frac{q_z}{q_x} = \tan B \quad \langle 5.12 \rangle$$

Calculando el ángulo B de la anterior ecuación y sumando a este el valor del ángulo de inclinación de la pendiente ϕ , se determina la dirección del flujo del agua q en el suelo.

5.3 Resultados y discusión

5.3.1 Valores de los parámetros de las funciones hidráulicas del suelo

Como se mencionó anteriormente, para iniciar el proceso de solución de la ecuación de Richards, es necesario ingresar valores iniciales para de los parámetros a , n y m y α , β y ω . Los valores para los parámetros de la función de retención de humedad fueron: $a = 20$, $n = 2,5$ y $m = 0,3$ los cuales fueron constantes en todos los monolitos. En la Tabla 5.1, se presentan los valores iniciales de los parámetros α , β y ω utilizados para la solución de la ecuación de Richards y el número máximo de iteraciones.

Los resultados correspondientes a los valores de los parámetros de la función FX, se presentan en el Anexo B, y el análisis estadístico de las curvas de retención de humedad se presentaron en el Capítulo 3.

Tabla 5.1 Valores iniciales para los parámetros α , β y ω de la función de conductividad hidráulica no saturada.

| Monolito | Parámetro | | | Máximo No. de iteraciones |
|----------|-----------|---------|----------|---------------------------|
| | α | β | ω | |
| NM-I | 1,5 | 1700 | 2,9 | 175000 |
| NM-II | 1,7 | 1700 | 2,5 | 150000 |
| NM-III | 1,5 | 1680 | 3,0 | 125000 |
| MM-I | 2,25 | 1850 | 3,6 | 125000 |
| MM-II | 2,2 | 1950 | 3,2 | 150000 |
| MM-III | 2,25 | 1850 | 3,2 | 150000 |

- Parámetros α , β y ω de la función de Gardner

De acuerdo con el modelo empírico empleado, los parámetros α , β y ω de la función de K no tienen significado físico, sin embargo se ha encontrado que estos determinan la forma y pendiente de la curva $K(h)$ así: A medida que el valor de α aumenta, K aumenta en todo el rango de humedad; cuando β aumenta, el valor de K se reduce en el rango de humedad cercano a saturación y a medida que ω aumenta, la pendiente de la curva se incrementa, lo cual indica que el valor de K se reduce. El análisis de sensibilidad del modelo de Gardner a cada uno de los parámetros, indica que este es muy sensitivo al parámetro ω y menos a los demás parámetros; en la Figura 5.4, se presenta la relación $K(h)$ para diferentes valores de ω ; si se mantienen los demás parámetros constantes; se observa que el valor de K se reduce substancialmente a medida que se incrementa el valor de ω .

En la Tabla 5.2 se presentan los valores estimados, el error estándar y el coeficiente de variación para cada uno de los parámetros de la función de K en los nodos 1 a 7 del monolito NM-I. Los valores para los demás monolitos se presentan en el anexo C. Los resultados muestran que los parámetros estimados α y β presentaron coeficientes de variación bajos y altos; mientras que los valores encontrados en la calibración del parámetro ω en cada nodo presentaron poca variabilidad, pero alta variación entre los nodos, lo cual confirma que el modelo es sensible a este parámetro y que entre nodos pueden presentarse diferencias en la conductividad hidráulica K estimada a partir del modelo de Gardner.

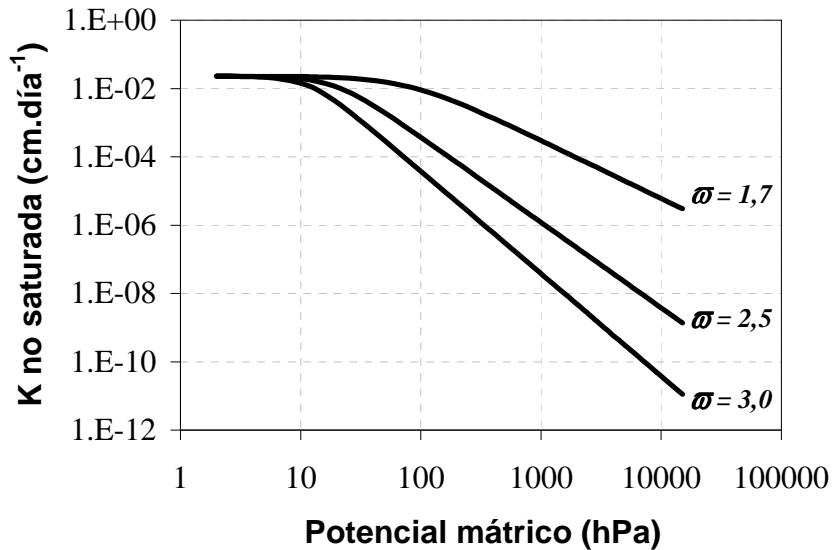


Figura 5.4 Relación entre potencial mátrico y conductividad hidráulica no saturada calculada con la función de Gardner con diferentes valores del parámetro ω para *Andisoles* de ladera.

Miyazaki (1993) mediante solución numérica de la ecuación de Richards, calculó K a partir de la función $K = 12,5 / (4460 + |h|^4)$, para suelos derivados de cenizas volcánicas; con esta función se obtienen valores K entre $6,7 \times 10^{-2}$ y $5,92 \times 10^{-15} \text{ cm.día}^{-1}$ para rangos de potencial mátrico entre 0 y 15000hPa. De otro lado, Hillel (1998) presenta valores para los parámetros α , β y ω de la ecuación de Gardner para estimar K en suelos arenosos y arcillosos ($\alpha = 1$, $\beta = 1000$ y $\omega = 3$; y $\alpha = 0,2$, $\beta = 10000$, $\omega = 2$ para suelos arenosos y arcillosos, respectivamente). Vereecken *et al.* (1990) reporta valores más altos que los de Hillel para los mismos parámetros. Aunque los valores de los parámetros obtenidos en la calibración del modelo de Gardner en el presente estudio, son menores a los antes reportados, estos se ajustaron bien a los mediciones realizadas en campo mediante el método del perfil instantáneo para los suelos estudiados.

Tabla 5.2 Parámetros estimados de la ecuación de conductividad hidráulica no saturada en el monolito NM-I, suelos de la unidad Chinchiná.

| Parámetro | Nodo No. | Valor estimado | Error estándar | c.v. % |
|-----------|----------|----------------|----------------|---------|
| α | 1 | 1.4739 | 0.0320 | 2.1711 |
| | 2 | 1.4365 | 0.0017 | 0.1183 |
| | 3 | 1.5764 | 0.1054 | 6.6861 |
| | 4 | 1.1495 | 0.0012 | 0.1061 |
| | 5 | 1.5977 | 0.0007 | 0.0457 |
| | 6 | 1.2066 | 0.0006 | 0.0471 |
| | 7 | 0.6827 | 0.0283 | 4.1453 |
| β | 1 | 1502.5 | 52.6564 | 3.5046 |
| | 2 | 2199.5 | 2.7549 | 0.1253 |
| | 3 | 1191.2 | 159.7000 | 13.4066 |
| | 4 | 1709.3 | 2.7200 | 0.1591 |
| | 5 | 1541.1 | 0.7772 | 0.0504 |
| | 6 | 2093.8 | 1.1474 | 0.0548 |
| | 7 | 1708.2 | 105.7000 | 6.1878 |
| ω | 1 | 2.6886 | 0.0070 | 0.2585 |
| | 2 | 1.8817 | 0.0003 | 0.0134 |
| | 3 | 2.9980 | 0.0191 | 0.6371 |
| | 4 | 2.8551 | 0.0003 | 0.0104 |
| | 5 | 2.0327 | 0.0001 | 0.0052 |
| | 6 | 2.3668 | 0.0001 | 0.0049 |
| | 7 | 2.8468 | 0.0116 | 0.4075 |

- Evaluación del ajuste del modelo

El contenido de humedad volumétrica del suelo medido durante el proceso de secamiento a los tiempos t 4, t 48, t 120 y t 360 horas después de iniciado el drenaje, se comparó con los valores obtenidos mediante la solución de la ecuación de Richards para los mismos tiempos. A manera ilustrativa, en las Figuras 5.5, 5.6, 5.7 y 5.8, se representan los ajustes para los monolitos NM-I, NM-III, MM-I y MM-III para suelos de las unidades Chinchiná y Montenegro respectivamente; en los restantes monolitos y tiempos de evaluación, la humedad volumétrica observada y estimada se comportó de manera similar.

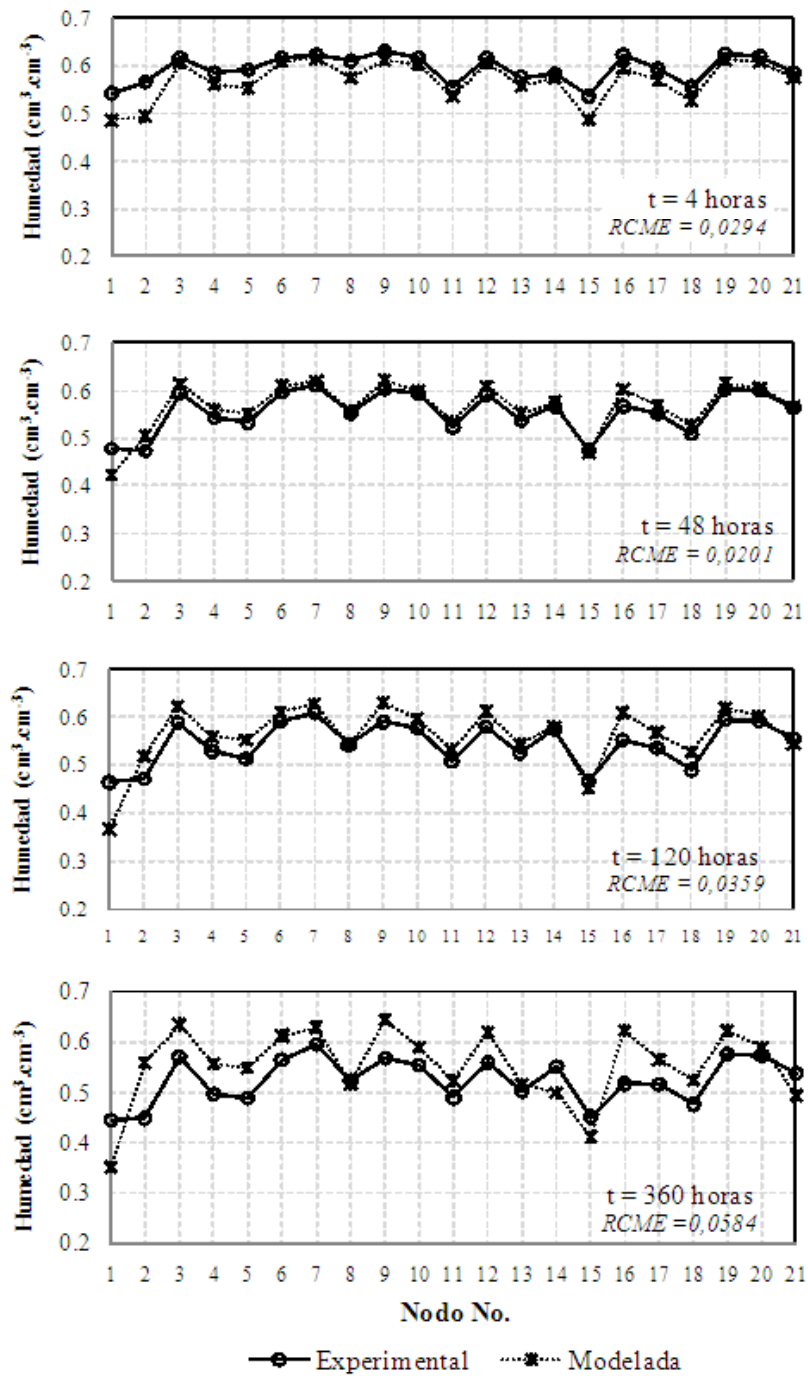


Figura 5.5. Humedad volumétrica del suelo medida experimentalmente y calculada mediante la ecuación de Richards, Monolito NM-I, suelos de la unidad Chinchiná.

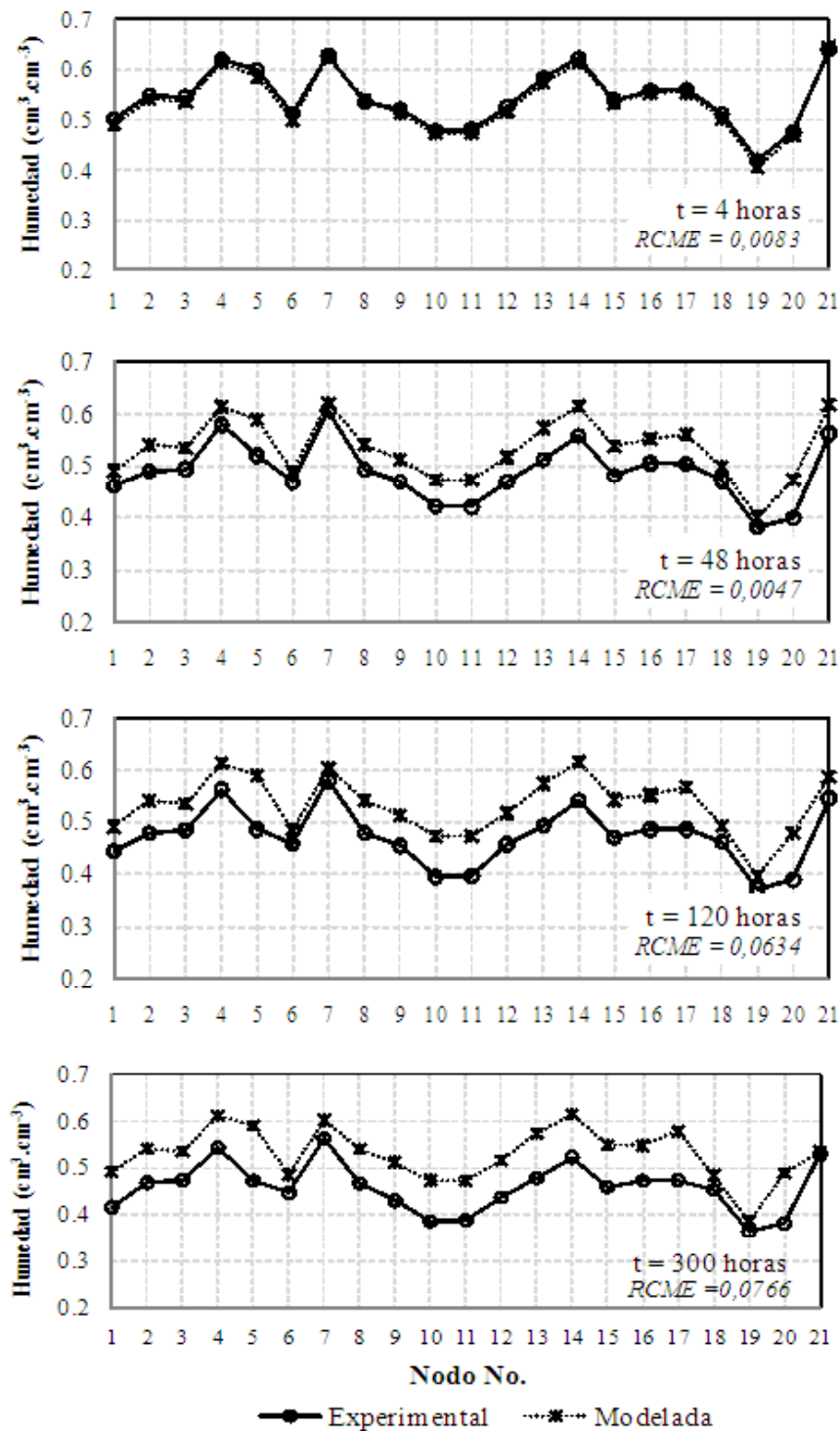


Figura 5.6 Humedad volumétrica del suelo medida experimentalmente y calculada mediante la ecuación de Richards, Monolito NM-III, suelos de la unidad Chinchiná.

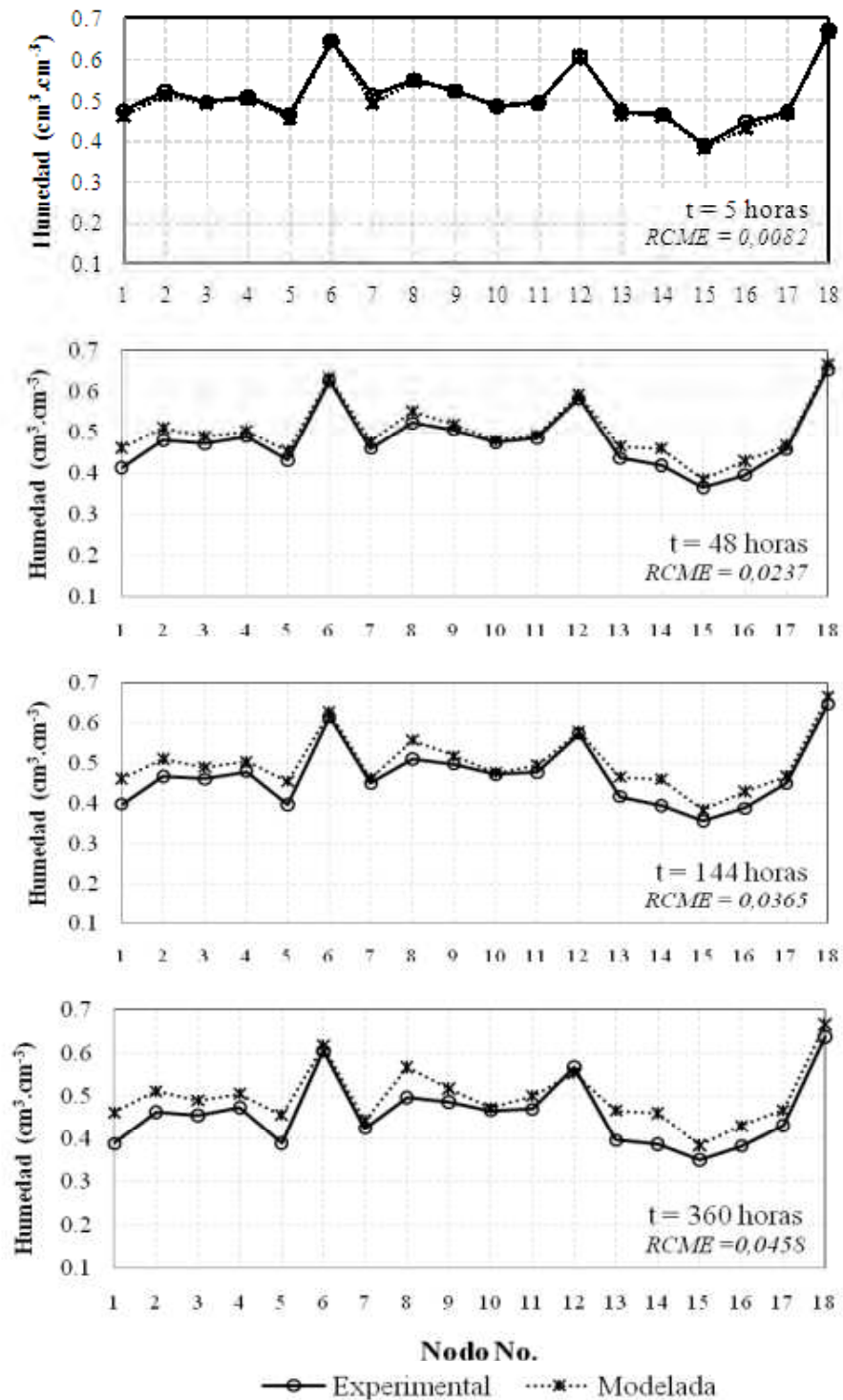


Figura 5.7 Humedad volumétrica del suelo medida experimentalmente y calculada mediante la ecuación de Richards, Monolito MM-I, suelos de la unidad Montenegro.

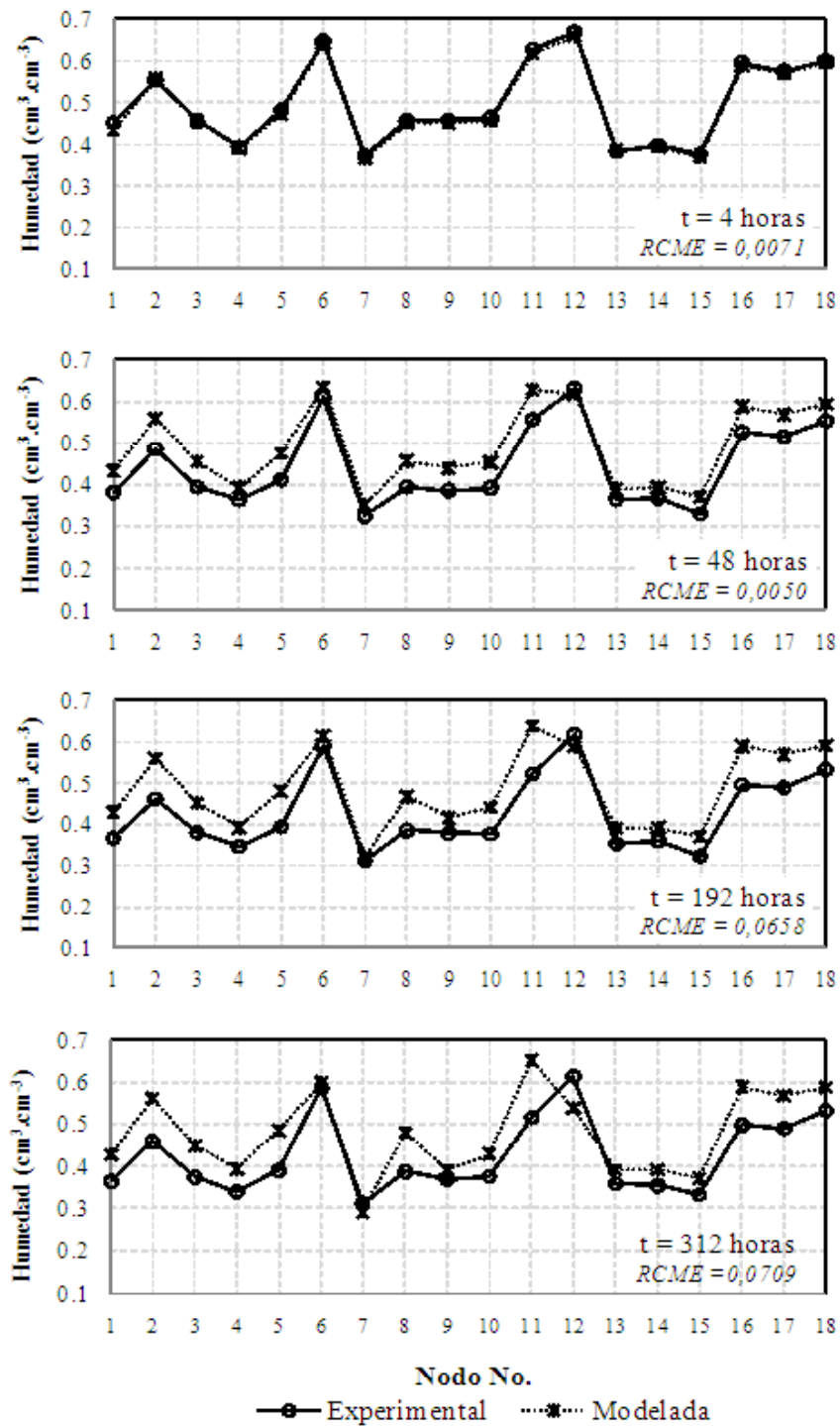


Figura 5.8 Humedad volumétrica del suelo medida experimentalmente y calculada mediante la ecuación de Richards, Monolito MM-III, suelos de la unidad Montenegro.

En los casos presentados la humedad volumétrica observada y simulada, representada para los tiempos t 4 y t 48 horas siguen una evolución casi idéntica, en estos casos el modelo de Richards refleja perfectamente las variaciones de la humedad que se dan en el perfil del suelo. Para tiempos de estimación $t > 120$ horas se observa una ligera sobreestimación de la humedad simulada, principalmente en los monolitos de mayor pendiente NM-III y MM-III.

En las Tablas 5.3 y 5.4, se presentan los valores de los estadísticos, raíz del error cuadrático medio (*RECM*) y coeficiente de determinación (R^2) determinados para evaluar el ajuste entre la humedad volumétrica del suelo observada y la estimada con el modelo. Los valores de *RECM* estuvieron entre 0,0004 y 0,07 y el R^2 entre 0,99 y 0,54 en las comparaciones llevadas a cabo en los suelos de la unidad Chinchiná, en entre 0,003 a 0,23 y R^2 entre 0,99 y 0,64, para los suelos de la unidad Montenegro. En general los valores de *RECM* aumentaron a medida que se incrementó el tiempo de simulación, mientras que el R^2 disminuyó, lo cual indica que el modelo permite predecir la humedad volumétrica del suelo con un margen de error aceptable, hasta ciertas condiciones de humedad o hasta un tiempo t determinado.

Los valores de los estadísticos de comparación indican que el modelo de Richards propuesto, se ajustó mejor a las predicciones realizadas en los suelos de la unidad Chinchiná, lo cual puede estar relacionado con el rango de valores θ - h evaluados, puesto que en algunos puntos de medición (nodos) en los monolitos de suelo de la unidad Montenegro, este rango fue muy estrecho.

La variación máxima entre valores de humedad volumétrica del suelo simulados y observados, estuvo cerca de $0,1\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$, como se mencionó anteriormente estas diferencias se presentaron para tiempos de evaluación mayores a 120 horas. lo cual representa una diferencia importante en las simulaciones, y puede ser debida a diversas causas, una de ellas es que en las mediciones llevadas a cabo en

campo mediante el método del perfil instantáneo, la humedad volumétrica del suelo descendió rápidamente en la primera etapa del drenaje (0 – 24 horas) y posterior a este periodo los cambios en la humedad a través del tiempo fueron muy pequeños; esto hace que la ecuación para estimar K , se ajuste mejor a una u otra condición de humedad del suelo, dependiendo del rango de datos seleccionados para el ajuste.

Otras causas de las diferencias entre la humedad observada y simulada, pueden estar relacionadas con las condiciones asumidas para la solución del modelo, puesto que dentro del mismo horizonte del suelo se consideró que las propiedades físicas e hidráulicas son homogéneas, lo cual puede no cumplirse, además el modelo propuesto no permite tener en cuenta el efecto de la histéresis, la cual influye en los patrones de retención de humedad del suelo (Hillel, 1998; Warrick, 2003).

Tabla 5.3 Estadísticas de comparación entre el contenido de humedad volumétrica observado y estimado con el modelo de Richards propuesto, en diferentes tiempos en cada uno de los monolitos de suelo de la unidad Chinchiná.

| Monolito NM-I | | | Monolito NM-II | | | Monolito-NM-III | | |
|----------------------|-------------|-------|-----------------------|-------------|-------|------------------------|-------------|-------|
| Tiempo (horas) | <i>RECM</i> | R^2 | Tiempo (horas) | <i>RECM</i> | R^2 | Tiempo (horas) | <i>RECM</i> | R^2 |
| 4 | 0,0294 | 0.89 | 4 | 0,0283 | 0.91 | 4 | 0,0084 | 0.99 |
| 6 | 0,0231 | 0.95 | 6 | 0,0219 | 0.94 | 5 | 0,0046 | 0.99 |
| 20 | 0,0082 | 0.98 | 20 | 0,0057 | 0.99 | 6 | 0,0004 | 0.99 |
| 24 | 0,0094 | 0.97 | 29 | 0,0127 | 0.96 | 22 | 0,0293 | 0.98 |
| 48 | 0,0202 | 0.89 | 48 | 0,0239 | 0.88 | 48 | 0,0478 | 0.92 |
| 72 | 0,0264 | 0.85 | 71 | 0,0302 | 0.84 | 72 | 0,0545 | 0.90 |
| 95 | 0,0317 | 0.80 | 96 | 0,0348 | 0.83 | 96 | 0,0605 | 0.86 |
| 120 | 0,0359 | 0.77 | 120 | 0,0377 | 0.82 | 120 | 0,0634 | 0.85 |
| 192 | 0,0462 | 0.69 | 144 | 0,0407 | 0.80 | 144 | 0,0665 | 0.84 |
| 216 | 0,0488 | 0.65 | 215 | 0,0473 | 0.74 | 196 | 0,0709 | 0.80 |
| 264 | 0,0510 | 0.63 | 263 | 0,0562 | 0.68 | 244 | 0,0742 | 0.77 |
| 312 | 0,0559 | 0.58 | 312 | 0,0588 | 0.64 | 292 | 0,0766 | 0.74 |
| 360 | 0,0584 | 0.54 | 364 | 0,0616 | 0.57 | - | - | - |

Tabla 5.4 Estadísticas de comparación entre el contenido de humedad volumétrica observado y estimado con el modelo de Richards propuesto, en diferentes tiempos en cada uno de los monolitos de suelo de la unidad Montenegro.

| Monolito MM-I | | | Monolito MM-II | | | Monolito MM-III | | |
|-------------------|--------|----------------|-------------------|--------|----------------|-------------------|--------|----------------|
| Tiempo (horas) | RECM | R ² | Tiempo (horas) | RECM | R ² | Tiempo (horas) | RECM | R ² |
| 3 | 0,0744 | 0.97 | 3 | 0,0965 | 0.97 | 3 | 0,0710 | 0.99 |
| 5 | 0,0349 | 0.99 | 6 | 0,0529 | 0.98 | 4 | 0,0305 | 0.99 |
| 9 | 0,0065 | 0.99 | 8 | 0,0032 | 0.99 | 6 | 0,0056 | 0.99 |
| 24 | 0,0508 | 0.99 | 23 | 0,0833 | 0.99 | 7,5 | 0,0229 | 0.99 |
| 48 | 0,1009 | 0.98 | 48 | 0,1500 | 0.96 | 24 | 0,1546 | 0.98 |
| 96 | 0,1410 | 0.95 | 72 | 0,1857 | 0.95 | 48 | 0,2127 | 0.95 |
| 144 | 0,1549 | 0.95 | 144 | 0,2603 | 0.93 | 96 | 0,2476 | 0.94 |
| 168 | 0,1637 | 0.94 | 192 | 0,2708 | 0.92 | 192 | 0,2795 | 0.87 |
| 192 | 0,1730 | 0.93 | 216 | 0,2937 | 0.91 | 240 | 0,2852 | 0.82 |
| 312 | 0,1858 | 0.92 | 264 | 0,2989 | 0.92 | 312 | 0,3009 | 0.76 |
| 336 | 0,1894 | 0.93 | 360 | 0,3257 | 0.92 | 432 | 0,3338 | 0.64 |
| 384 | 0,1945 | 0.91 | 408 | 0,3268 | 0.92 | - | - | - |
| 480 | 0,2066 | 0.91 | 480 | 0,3362 | 0.93 | - | - | - |

Los resultados obtenidos ponen de manifiesto la limitación de las ecuaciones para K , en este caso de la ecuación de Gardner, para estimar la conductividad hidráulica no saturada con buena precisión en un amplio rango de humedad, incluyendo los cambios drásticos que se presentan en condiciones de alta humedad, por ejemplo al inicio de un periodo de drenaje después de la saturación, y los cambios ligeros que se presentan en condiciones de suelos seco por ejemplo al final del mismo periodo de drenaje.

Esta limitación puede resolverse parcialmente, seleccionando únicamente el rango de humedad más común en el cual se mueve el agua para determinado suelo, por ejemplo para los suelos derivados de cenizas volcánicas objetos de este estudio, el rango de humedad del suelo estuvo entre $0,55$ y $0,40\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$. Sin embargo, se

han generado nuevas ecuaciones o modificado algunas existentes, con el fin de lograr mayor predicción en la estimación de las funciones hidráulicas del suelo y por lo tanto en la simulación del flujo de agua, tanto para condiciones de humedad cercanas a saturación (Borgesen *et al.*, 2006) como a humedad residual (Groenevelt y Grant, 2004).

5.3.2 Estimación de la conductividad hidráulica no saturada K

De acuerdo con el ajuste de los parámetros presentado anteriormente para el modelo empírico de Gardner, a continuación se presentan algunos resultados de la conductividad hidráulica no saturada estimados a partir de la ecuación (5.9) con los parámetros obtenidos mediante la solución de la ecuación de Richards.

En general, el valor de K decrece de manera exponencial a medida que disminuye el valor de la humedad volumétrica del suelo, en todos los nodos y en los dos suelos. En los suelos de la unidad Chinchiná los valores de K oscilaron entre $2,7 \times 10^{-2}$ y $8,2 \times 10^{-10}$ cm.día⁻¹; específicamente en el monolito NM-I K osciló entre $4,5 \times 10^{-2}$ a $1,9 \times 10^{-10}$ cm.día⁻¹, en NM-II entre $4,4 \times 10^{-2}$ a $8,2 \times 10^{-10}$ cm.día⁻¹ y entre $2,7 \times 10^{-2}$ a $7,4 \times 10^{-9}$ cm.día⁻¹ en NM-III, En los suelos de la unidad Montenegro, K osciló entre $3,6 \times 10^{-2}$ y $1,5 \times 10^{-11}$ cm.día⁻¹ al nivel de monolito, K varió de $9,7 \times 10^{-2}$ a $8,4 \times 10^{-8}$ cm.día⁻¹ en MM-I; de $3,6 \times 10^{-2}$ a $1,5 \times 10^{-8}$ cm.día⁻¹ en MM-II y de $5,9 \times 10^{-2}$ a $1,5 \times 10^{-11}$ cm.día⁻¹ en MM-III. Teniendo en cuenta que la humedad volumétrica del suelo observada osciló entre 0,6 y 0,4 cm³,cm⁻³, el rango de variación de la conductividad hidráulica no saturada se considera muy alto, lo cual es un reflejo del comportamiento que presentó el agua en el perfil del suelo.

Los valores obtenidos son relativamente bajos, si se comparan con los reportados por otros autores para suelos derivados de cenizas volcánicas (Miyazaki, 1993; Fontes *et al.*, 2004; Pochet *et al.*, 2007). Las diferencias radican básicamente en

las técnicas para su determinación, pues los métodos de laboratorio tales como el método de la infiltración en columnas (Bruckler *et al.*, 2002) y la inyección de aire caliente en columnas de suelo pueden sobreestimar los valores de K (Fontes *et al.*, 2004). Otros métodos para determinar K tales como las expresiones basados en la curva de retención de humedad, en la distribución y conectividad de los poros (Mualem, 1976), o en variables como la conductividad hidráulica saturada, la humedad saturada y residual (van Genuchten, 1980) requieren la estimación de parámetros adicionales (generalmente por el método inverso) y la validación con datos observados.

Tal como se presentó en el Capítulo 3, la reducción de la humedad del suelo, a través del tiempo presentó varias etapas; en una primera etapa la humedad volumétrica se redujo drásticamente (entre las 0 y 24 horas), debido principalmente a la diferencia de potencial gravitacional (Hillel, 1998); posteriormente, le sigue un drenaje lento en el cual los cambios en la humedad volumétrica a través del tiempo son mínimos. Estas variaciones de la humedad del suelo, son la principal causa de las variaciones de la conductividad hidráulica no saturada y a la vez explican el movimiento tan lento del agua en el perfil del suelo.

Con el fin de ilustrar el comportamiento de la conductividad hidráulica no saturada a través del perfil del suelo, en la Figura 5.9 se muestra la relación $K-\theta$ a diferentes profundidades (z) para el monolito NM-I en la posición horizontal (x) media y en la Figura 5.10 se presenta la misma relación para los monolitos NM-I, NM-II y NM-III para una sola profundidad. De acuerdo con estas figuras, en el horizonte superficial a 10cm de profundidad los valores de K oscilaron entre $7,04 \times 10^{-5}$ y $1,90 \times 10^{-9}$ cm.día⁻¹ en un rango de humedad entre 0,61 y 0,45cm³.cm⁻³; a 30cm K osciló entre $1,43 \times 10^{-2}$ y $1,05 \times 10^{-4}$ cm.día⁻¹, para humedad entre 0,62 y 0,47cm³.cm⁻³; a 120cm de profundidad K osciló entre $3,82 \times 10^{-2}$ y $1,54 \times 10^{-3}$ cm.día⁻¹, para un rango de humedad entre 0,58 y 0,52cm³.cm⁻³.

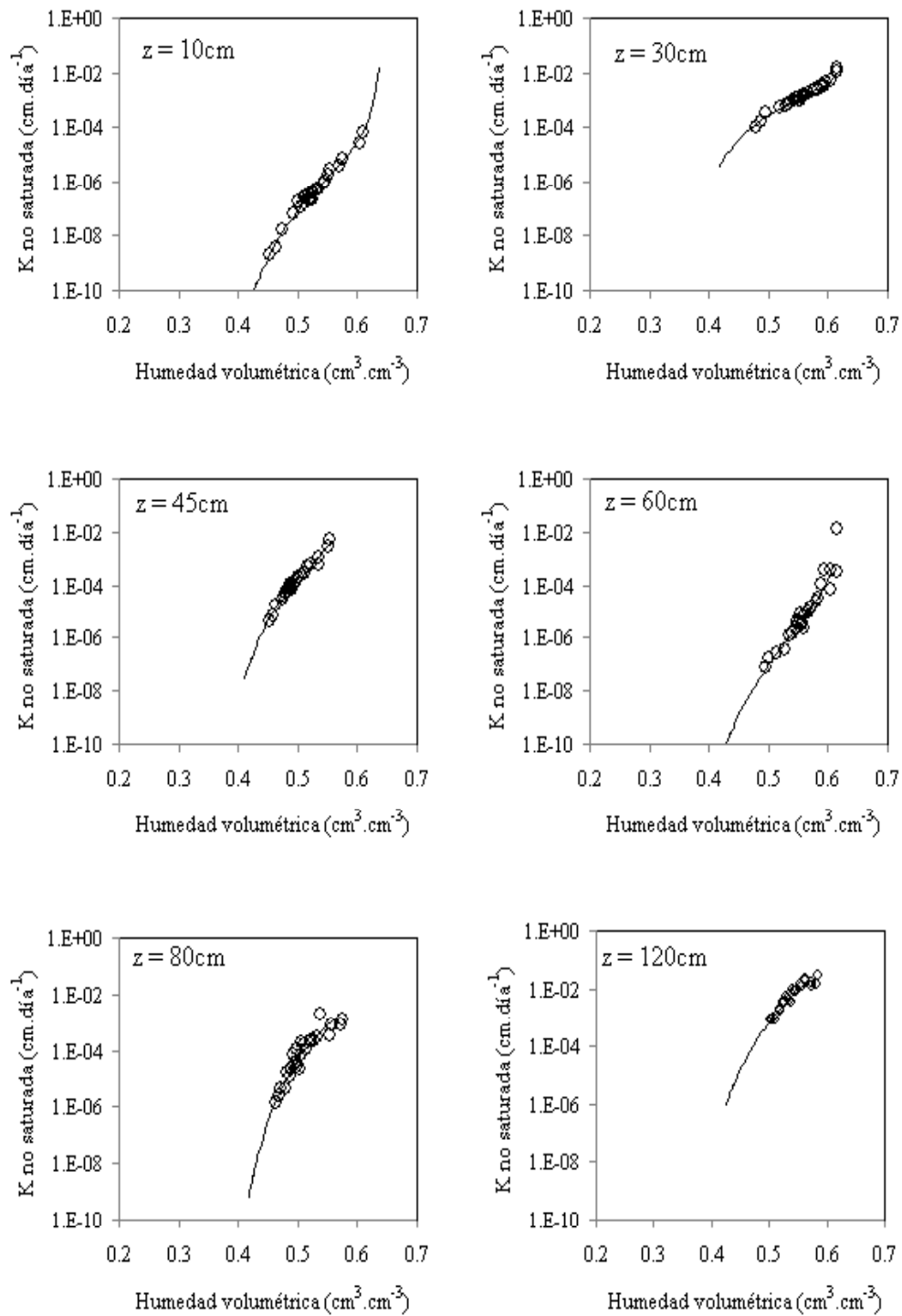


Figura 5.9 Conductividad hidráulica no saturada determinada a diferentes profundidades en suelos de la unidad Chinchiná.

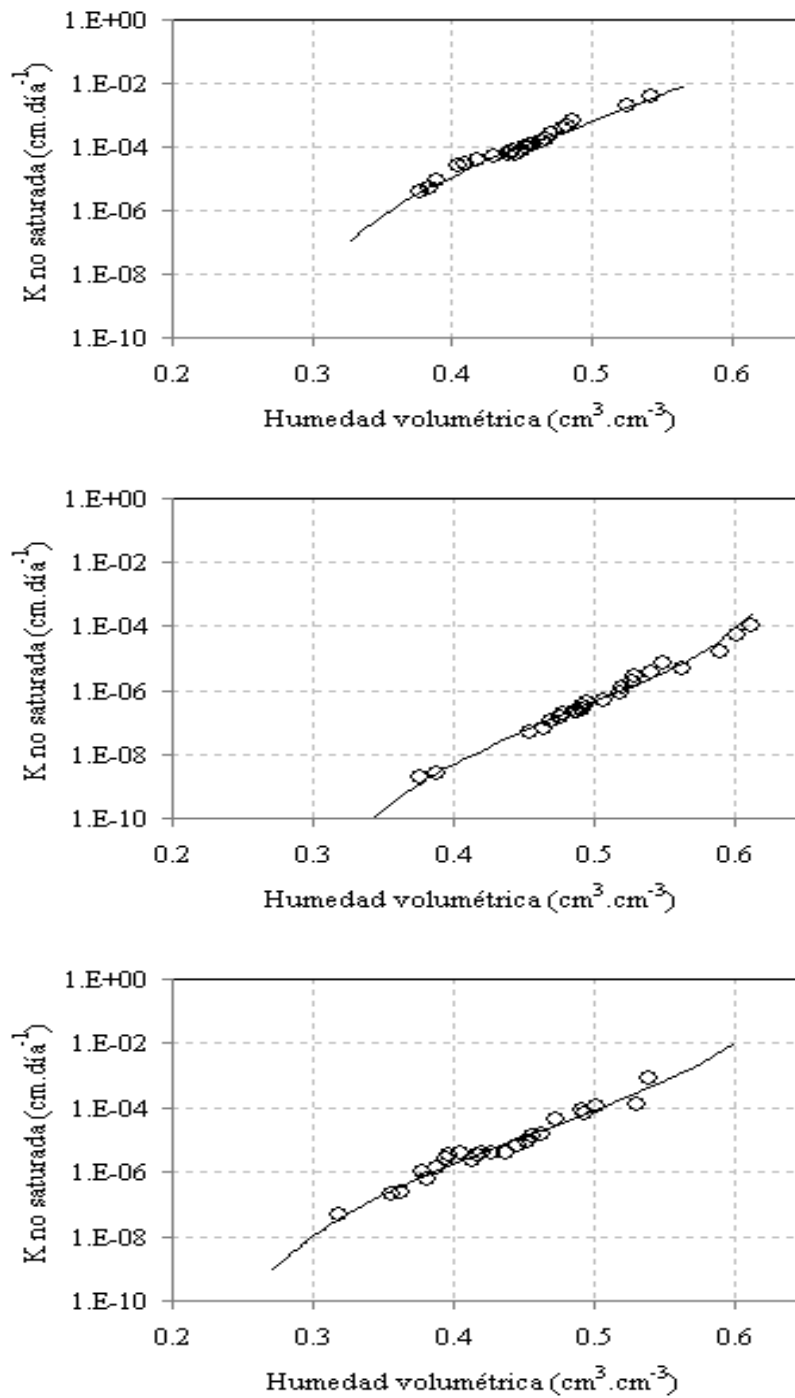


Figura 5.10 Conductividad hidráulica no saturada determinada en los monolitos NM-I, NM-II y NM-III a una misma profundidad en suelos de la unidad Chinchiná

Los resultados muestran una alta variabilidad de K estimada, tanto entre las profundidades como entre los rangos de humedad del suelo, lo cual indica que el flujo de agua en el perfil del suelo puede cambiar de dirección y magnitud de acuerdo con las variaciones de K . En el horizonte subsuperficial (a 120cm de profundidad) K presentó valores más altos que los observados a nivel superficial, básicamente por la alta humedad a la que permanece el suelo a 120cm de profundidad, la cual puede considerarse como una tabla de agua que a la vez reduce la dinámica de esta en los horizontes superficiales.

Aunque el método directo para determinar K por medio del perfil instantáneo limita las medidas a un intervalo de valores θ - h reducido, la modelación a partir de este método resulta prometedor, pues permite obtener los parámetros de las ecuaciones más ajustados a las condiciones en las que se realizan las mediciones; sin embargo se requiere mejorar y automatizar el método.

Métodos indirectos como los basados en la curva de retención de humedad, tienden a sobreestimar los valores de K (Alexander y Skaggs, 1986) lo cual resulta a su vez en una sobrestimación del flujo del agua en el suelo, principalmente porque estos incluyen la variable conductividad hidráulica saturada, la cual es una propiedad que presenta alta variabilidad espacial que sumada al error asociado a los métodos de campo o laboratorio utilizados para su determinación (Green y Corey, 1971; Jackson *et al.*, 1965) reducen la precisión de los cálculos. Es de anotar que ninguno de los métodos presentados proporciona resultados definitivos, por lo tanto la aplicación de uno u otro dependerá de los objetivos de la medición, del nivel de precisión requerido, de los recursos disponibles y de las capacidades para las determinaciones, entre otras. Sin embargo existe el consenso que las determinaciones de K realizadas a partir de datos obtenidos en condiciones de flujo del agua reales, son las que mejor permiten determinar la conductividad hidráulica del suelo.

5.3.3 Densidad de flujo del agua a través del perfil del suelo

Una vez estimada la conductividad hidráulica no saturada en cada uno de los nodos de los monolitos de suelo, se estimó la densidad de flujo del agua en las coordenadas x y z , mediante la aplicación de las ecuaciones (5.11a), (5.11b), (5.11c) y (5.11d). El signo de q_z y q_x indica la dirección de flujo del agua, tal como se muestra en la Figura 5.11.

La densidad de flujo del agua en el suelo, presentó un rango muy amplio, en la serie de tiempo evaluada, tanto en la coordenada z como en x . En los suelos de la unidad Chinchiná se encontraron valores de q_z desde $-3,0 \times 10^{-2}$ a $-3,5 \times 10^{-22}$ cm.día⁻¹ y q_x desde $1,9 \times 10^{-2}$ a $1,7 \times 10^{-25}$ cm.día⁻¹ y para Montenegro de $-9,3 \times 10^{-2}$ a $-2,14 \times 10^{-12}$ cm.día⁻¹ en q_z y de $3,4 \times 10^{-2}$ a $2,08 \times 10^{-8}$ cm.día⁻¹ en q_x . Aunque en ambos suelos, los valores tanto de q_z como de q_x fueron muy bajos, en Montenegro estos valores fueron un poco mayores a los encontrados en los suelos de la unidad Chinchiná.

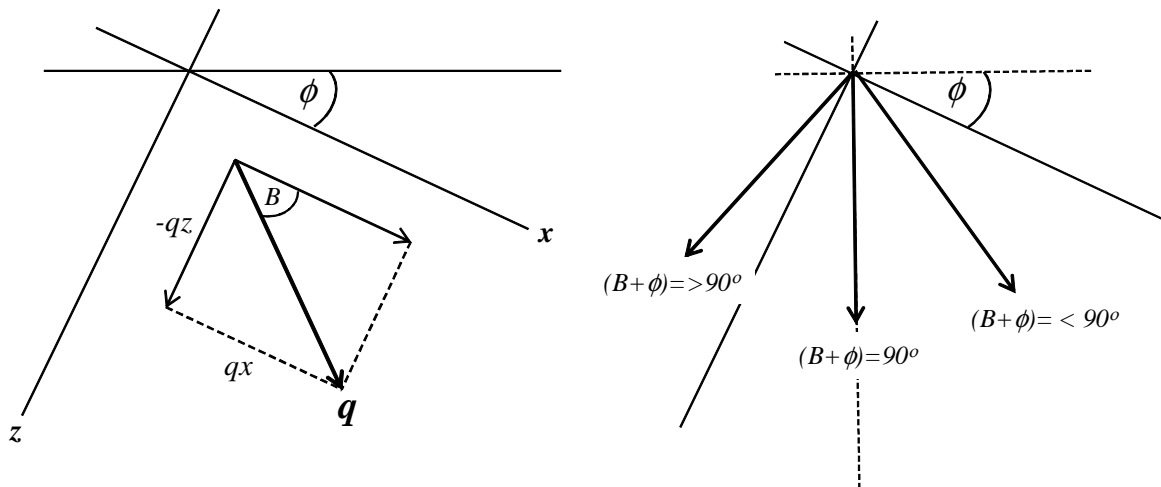


Figura 5.11 Dirección de la densidad de flujo del agua en las coordenadas x y z , en el perfil del suelo.

A manera de ejemplo en la Figura 5.12, se representa esquemáticamente la magnitud y dirección de la densidad de flujo del agua en cada uno de los nodos de un monolito de suelo en diferentes tiempos de evaluación. El tiempo $t = 0$ horas, correspondió a la condición inicial, en la cual la humedad volumétrica del suelo, en todos los nodos del monolito, estuvo cercana al punto de saturación ($0,62\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ aproximadamente) y el tiempo $t = 1970$ horas correspondió al periodo final de la medición, en el cual la humedad del suelo se redujo hasta valores cercanos a $0,38\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$.

La longitud e intensidad del color de los vectores de la Figura 5.12, indican la magnitud de la densidad de flujo del agua q ; así vectores de mayor longitud y color claro corresponden con valores de q mayores que vectores cortos de color intenso. El ángulo de inclinación de los vectores indica la dirección de flujo del agua q , y se obtuvo a través del cálculo del ángulo B de la Figura 5.10 mediante la ecuación (5.12).

Como se puede observar en la Figura 5.12, la dirección y magnitud de q cambian a través del tiempo; de igual manera para un mismo tiempo, q cambia de un nodo a otro. La variación temporal de la magnitud y dirección de q en un punto determinado (nodo) cambia de acuerdo con el comportamiento de la función $\theta-h$, mientras que la variación de q entre nodos, denota la variabilidad espacial de las propiedades hidráulicas y físicas del suelo. Si la variación de estas propiedades, con relación a la posición en el suelo presenta una tendencia regular, los vectores de q pueden seguir una dirección en línea recta o semicurva, mientras que una discontinuidad de las propiedades físicas o hidráulica, genera cambios bruscos en la dirección de los vectores de q de un punto a otro, este cambio es conocido como ángulo de refracción del flujo del agua en el suelo, Miyazaki (1993) plantea el uso de este ángulo como un coeficiente de la anisotropía del suelo, aunque este coeficiente no es constante dado que depende de las funciones $\theta-h$ y $K-h$.

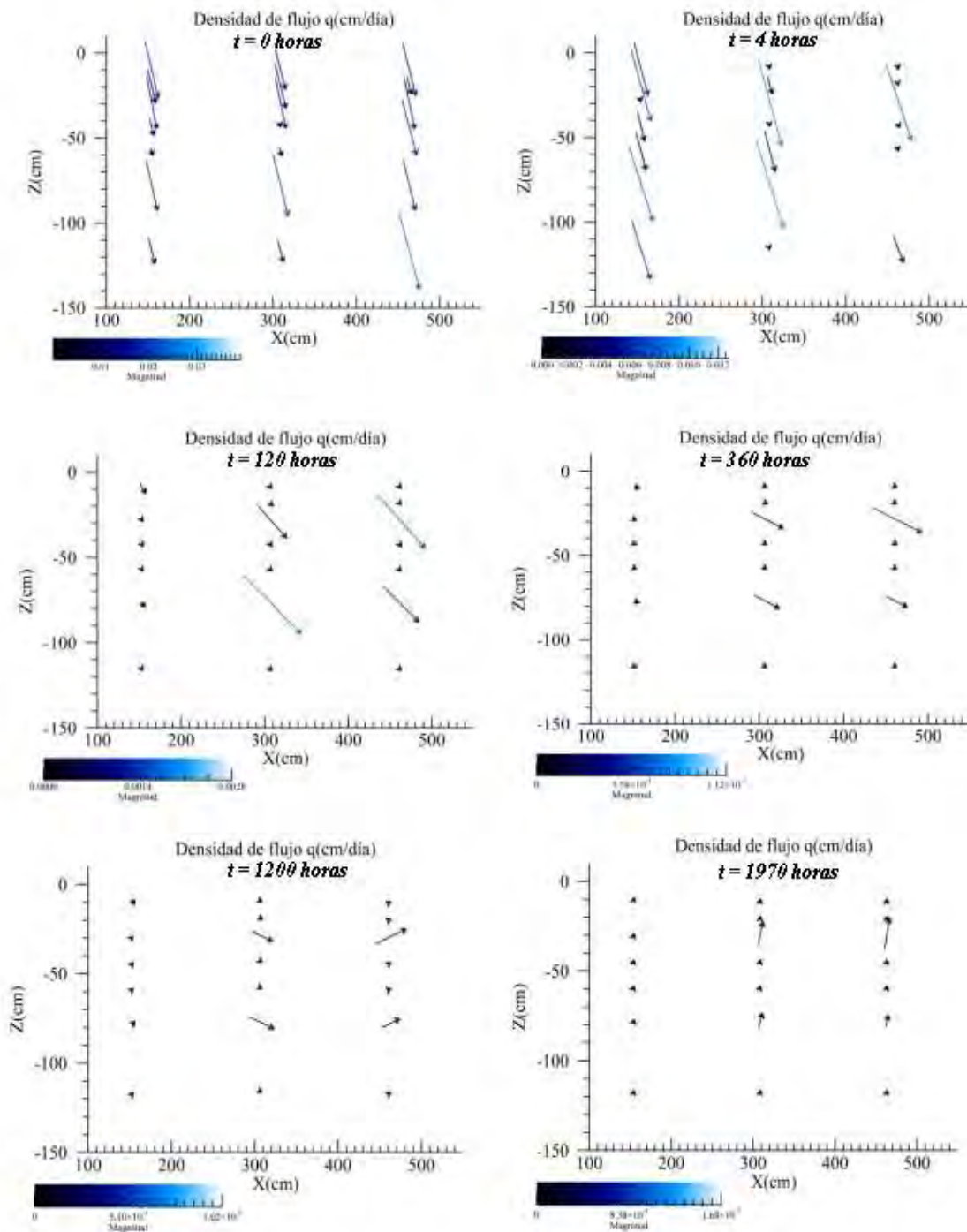


Figura 5.12 Magnitud y dirección de la densidad de flujo del agua en cada uno de los nodos de un monolito de suelos de la unidad Chinchiná a diferentes tiempos de evaluación.

De acuerdo con la Figura 5.11, si $(B+\phi)=90^\circ$ la dirección de flujo del agua es totalmente vertical, si $(B+\phi)<90^\circ$ indica la ocurrencia, de flujos de agua laterales en el suelo, si $B=90^\circ$ indica que el flujo de agua es paralelo a z y perpendicular a x , y si $B=0^\circ$ el flujo del agua es paralelo a la pendiente. En este sentido y como se observa en las Figuras 5.13, 5.14 y 5.15, la dirección de la densidad de flujo del agua q determinada a través de un periodo de secamiento en el suelo a una misma profundidad, cambia desde una dirección vertical ($B=90^\circ$) cuando el flujo ocurre en condiciones de humedad cercanas a saturación, hasta un flujo lateral en la dirección paralela a la pendiente.

El flujo vertical corresponde con el movimiento del agua a través de los poros de mayor tamaño, el cual es direccionado principalmente por el potencial gravitacional (Hillel, 1998). En condiciones de humedad cercanas a la humedad residual, la dirección de q se invirtió, en este caso, el flujo es direccionado por el potencial mátrico del suelo.

Los valores de q bajos, indican que la humedad volumétrica del suelo puede estar próxima a una condición de equilibrio, es decir, que el flujo del agua en el suelo es mínimo o nulo. Este comportamiento se logra únicamente bajo ciertas condiciones controladas, como las adoptadas en este estudio y se requieren exclusivamente para fines de investigación; en condiciones normales el flujo del agua en el suelo, es dinamizada por efecto de la extracción de agua por las plantas, por la evaporación, por ingreso de agua al suelo proveniente de las lluvias o por efecto del ingreso de agua interna por efectos de capilaridad.

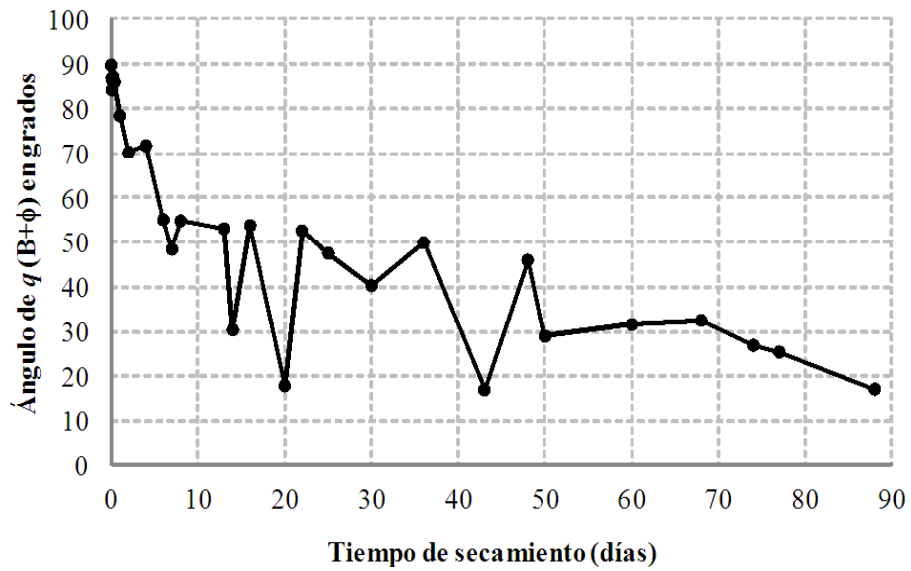


Figura 5.13 Dirección del flujo de agua en un monolito de suelo con una pendiente del 20%, en suelos de la unidad Chinchiná.

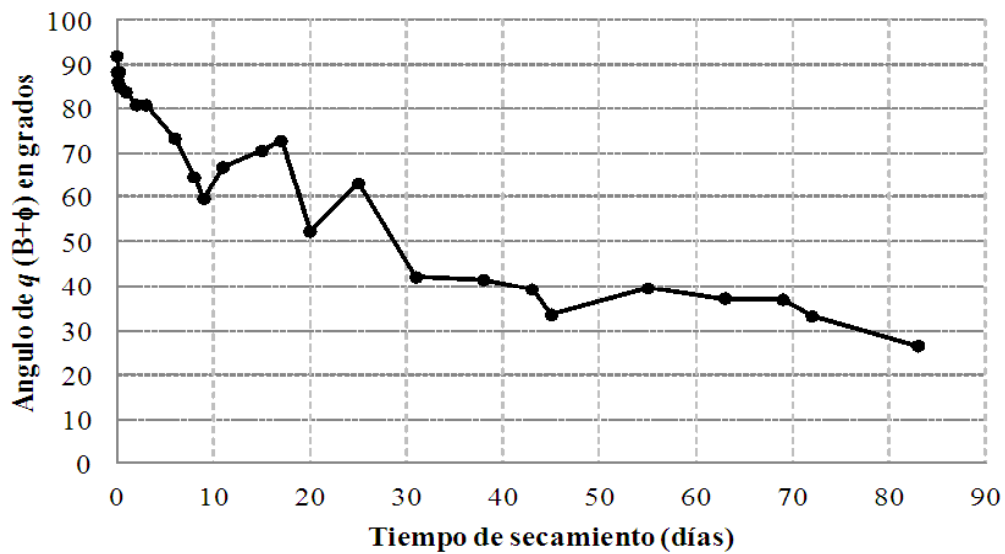


Figura 5.14 Dirección del flujo de agua en un monolito de suelo con una pendiente del 40%, en suelos de la unidad Chinchiná.

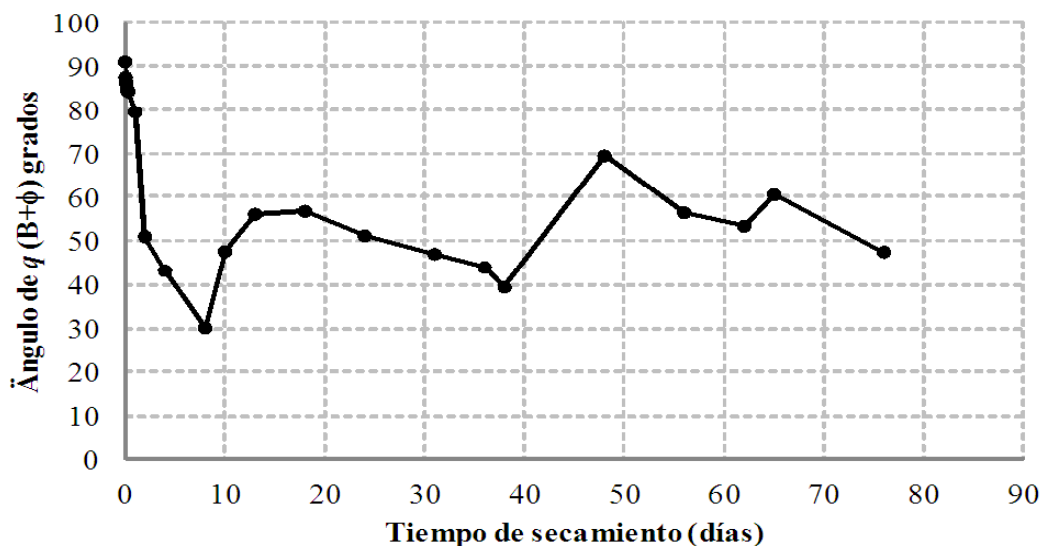


Figura 5.15 Dirección del flujo de agua en un monolito de suelo con una pendiente del 70%, en suelos de la unidad Chinchiná.

Finalmente, y con el objetivo de facilitar la aplicación del modelo matemático desarrollado para simular los flujos de agua en suelos de ladera, derivados de cenizas volcánicas de la zona cafetera colombiana, se desarrolló un aplicativo en MATLAB® en el cual se ingresan los valores de las siguientes variables:

- Número de puntos muestreados en el perfil del suelo en las coordenadas vertical (z) y horizontal (x)
- Contenido inicial de humedad volumétrica del suelo en cada uno de los puntos.
- Humedad volumétrica a saturación.
- Parámetros a , n y m de la función de retención de humedad de Fredlund y Xing en cada uno de los puntos.
- Parámetros α , β y ω de la función de conductividad hidráulica no saturada, igualmente en cada punto.

- Ángulo de inclinación de la pendiente del terreno.
- Tiempo de predicción

A partir de esta información el modelo estima para cada punto o nodo las relaciones hidráulicas $h-\theta$, $K-h$ y $K-\theta$, la distribución de la humedad volumétrica en el perfil del suelo a un tiempo t , la densidad del flujo del agua en x y z y la densidad de flujo total q . Los resultados finales se generan en un archivo de salida el cual puede ser leído en una hoja de cálculo, adicionalmente se presentan en forma gráfica.

5.4 Conclusiones

La metodología desarrollada y aplicada en esta tesis permitió estimar los valores de los parámetros de las funciones hidráulicas de retención de humedad y conductividad hidráulica no saturada, y por lo tanto realizar la descripción cuantitativa de estas funciones y de los flujos de agua a través del perfil del suelo.

Aunque el método directo para determinar K por medio del perfil instantáneo limita las medidas a un intervalo de valores $\theta-h$ reducido, la modelación a partir de este método resulta prometedor, pues permite obtener los parámetros de las ecuaciones más ajustados a las condiciones en las que se realizan las mediciones; sin embargo se requiere mejorar y automatizar el método.

En general la conductividad hidráulica no saturada K , de los suelos estudiados decreció de manera exponencial a medida que disminuyó el valor de la humedad volumétrica del suelo, en los suelos de la unidad Chinchiná los valores de K oscilaron entre $2,7 \times 10^{-2}$ y $8,2 \times 10^{-10}$ cm.día⁻¹ y en Montenegro K osciló entre $3,6 \times 10^{-2}$ y $1,5 \times 10^{-11}$ cm.día⁻¹, valores relativamente bajos, pero que expresaron el comportamiento real que presentó el agua en los monolitos de suelos estudiados.

Con referencia a la densidad de flujo del agua q , se encontró que la magnitud y dirección de esta cambian a través del tiempo y del espacio. La variación temporal de la magnitud y dirección de q en un punto determinado, muestra la dependencia entre esta variable y la retención de humedad del suelo; mientras que la variación espacial de q , denota la variabilidad de las propiedades hidráulicas y físicas del suelo.

El modelo matemático propuesto desarrollado a partir de la ecuación de Richards, mostró ser una importante herramienta para simular los flujos de agua en los suelos de ladera derivados de cenizas volcánicas de la zona cafetera colombiana, lo cual ayuda a comprender mejor el comportamiento hidrodinámico del agua en la zona no saturada de estos suelos. No obstante la utilización del modelo requiere de información cuya obtención implica mediones directamente en el campo y determinación de algunas variables en laboratorio. Una de las ventajas del modelo es que su base conceptual está desarrollado para suelos de ladera, y los valores de los parámetros obtenidos están ajustados a las condiciones reales del flujo del agua medidos directamente en campo; además el modelo permite separar el flujo de agua en las componentes vertical y horizontal. Adicionalmente, el modelo puede ser utilizado para estimar los coeficientes de anisotropía del suelo, lo cual a su vez sirve para entender la variabilidad espacial de los flujos de agua en el suelo.

En el estdo actual de desarrollo del modelo, se han establecido las relaciones entre las propiedades hidráulicas del suelo, las cuales permiten reproducir los flujos de agua en suelos volcánicos de ladera. Estas relaciones constituyen la base en la cual se pueden incorporar nuevos módulos y utilidades a futuro. La ampliación de las determinaciones en otros suelos, así como la incorporación de un módulo de simulación de la dinámica de solutos en el suelo, permitirá estimar las pérdidas de nutrimentos o el efecto de otras variables del suelo sobre la producción de café, lo cual se constituye en objetivos para próximos desarrollos del programa.

Referencias

- Angulo-Jaramillo, R., Vandervaere, J.P., Roulier, S., Thony, J.L., Gaudet, J.P., Vauclin, M. 2000. Field measurement of soil hydraulic properties by disc and ring infiltrometers, a review and recent developments. *Soil & Tillage Research* 55, 1-29.
- Ahuja, L.R., Ross, J.D., Bruce, R.R., Cassel, D.K. 1988. Determining unsaturated hydraulic conductivity from tensiometric data alone. *Soil Science Society of American Journal* 52, 27-34.
- Alexander, K.R., Skaggs, W.R. 1986. Predicting unsaturated hydraulic conductivity from soil water characteristics. *Transaction American Society Agricultural Engineering* 29, 176-184.
- Arya, L. M. 2002. Plane of zero flux. *In: Dane, J.H., Topp, G.C. (Co-ed.). Methods of soil analysis. Part 4. Book Series No. 5. Soil Science Society of America, Inc. Madison, WI. pp. 945-954.*
- Borgesen, C.D., Jacobsen, O.H., Hansen, S., Schaap, M.G. 2006. Soil hydraulic properties near saturation, an improved conductivity model. *Journal of Hydrology* 324, 40-50.
- Brooks, R.H., Corey, A.T. 1964. Hydraulic properties of porous media. *Hydrology Paper No. 3. Colorado State University. Fort Collins, Colorado. 27 p.*
- Bruckler, L., Bertuzzi, P., Angulo-Jaramillo, R., Ruy, S. 2002. Testing an infiltration method for estimating soil hydraulic properties in the laboratory. *Soil Science Society of American Journal* 66, 384-395.
- Budiman, M.B., McBratney, A.B., Bristow, K.L. 1999. Comparison of different approaches to the development of pedotransfer functions for water-retention curves. *Geoderma* 93, 225-253.
- Burdine, N.T. 1953. Relative permeability calculations from pore-size distribution data. *Petroleum Transactions of the American Institute of Mining Engineering* 198, 71-78.
- Carsel, R.F., Parrish, R.S. 1988. Development joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resources Research* 24, 755-769.
- Chong, S.K., Green, R.E., Ahuja, L.R. 1981. Simple in situ determination of hydraulic conductivity by power function descriptions of drainage. *Water Resources Research* 17, 1109-1114.

Fontes, J.C., Pereira, L.S., Smith, R. E. 2004. Runoff and erosion in volcanic soils of Azores: simulation with OPUS. *Catena* 56, 199-212.

Fredlund, D.G., Xing, A. 1994. Equations for the soil-water characteristic curve. *Canadian Geotechnical Journal* 31, 521-532.

Fredlund, DG, Xing, A., Huang, S. 1994. Predicting the permeability functions for unsaturated soil using the soil water characteristic curve. *Canadian Geotechnical Journal* 31(4), 533-546.

Gardner, W.R. 1958. Some steady state solutions of unsaturated moisture flow equations with applications to evaporation from water table. *Soil Science* 85, 228-232.

Green, R. E., Corey, J. C. 1971. Calculation of hydraulic conductivity: A further evaluation of some predictive methods. *Soil Science Society of American Proceeding* 35, 3-8.

Groenevelt, P.H, Grant, C.D. 2004. A new model for the soil-water retention curve that solves the problem of residual water contents. *European Journal of Soil Science* 55, 479-485.

Grohmann, F., Reichardt, K. 1976. Metodos de determinacao da conductividades hidraulica do solo. Campinas (Brasil), Instituto Agronomico. Circular No. 53. 28 p.

Hillel, D. 1998. *Environmental soil physics* Academic Press Inc. 413 p.

Hillel, D., Krentos, V.D., Stylianou, Y. 1972. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. *Soil Science* 114, 395-400.

Hopmans, J.W., Simunek, J., Romano, N., Durner, W. Inverse methods. *In: Dane, J.H., Topp, G.C. (Co-ed.) 2002. Methods of soil analysis. Part 4. Book Series No. 5. Soil Science Society of America, Inc. Madison, WI. pp. 446-463.*

Jackson, S.H. 2003. Comparison of calculated and measured volumetric water content at four field sites. *Agricultural Water Management* 58, 209-222.

Jones, A.J., Wagenet, R.J., 1984. In situ estimation of hydraulic conductivity using simplified methods. *Water Resources Research* 20, 1620-1626.

Jury, W.A., Gardner, W.R., Gardner, W.H. 1991. *Soil physics. Fifth Edition.* Wiley, New York. 328 p.

- Kosugi, K., Nakayama, Y. 1997. A method for estimating unsaturated hydraulic properties of vertically heterogeneous soils from transient capillary pressure profiles. *Agricultural and Forest Meteorology* 84, 37-50
- Libardi, P.L., Fernandes de Melo, J. 2006. Análise exploratória e variabilidade dos parâmetros da equação da condutividade hidráulica, em um experimento de perfil instantâneo. *Revista Brasileira Ciência do Solo* 30, 197-206.
- Libardi, P.L., Reichardt, K., Nielsen, D.R., Biggar, J.W. 1980. Simple field methods for estimating soil hydraulic conductivity. *Soil Science Society of American Journal* 44, 3-7.
- Mermoud, A., Xu, D. 2006. Comparative analysis of three methods to generate soil hydraulic functions. *Soil & Tillage Research* 87, 89-100.
- Miyazaki, T. 1993. *Water flow in soils*. Marcel Dekker, Inc. New York. 296 p.
- Mualem, Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research* 12(3), 513-522.
- Pochet, G., van der Velde, M., Vanclooster, M., Delvaux, B. 2007. Hydric properties of high charge, halloysitic clay soils from the tropical South Pacific region. *Geoderma* 138, 96-109.
- Rawls, W.J., Brakensiek, D.L. Saxton, K.E. 1982. Estimation of soil water properties. *Transactions of the ASAE* 25, 1316-1320.
- Rawls, W.J., Gish, T.J., Brakensiek, D.L. 1991. Estimating soil water retention from soil physical properties and characteristics. *Advances in Soil Science* 16, 213-234.
- Rawls, W.J., Pachepsky, Y.A., Ritchie, J.C., Sobecki, T.M., Bloodworth, H. 2003. Effect of soil organic carbon on soil water retention. *Geoderma* 116, 61-76.
- Richards, L.A., Gardner, W.R. Ogata, G. 1956. Physical processes determining water loss from soil. *Soil Science Society of American Proceeding* 20, 310-314.
- Ritter, A., Hupet, F., Muñoz C., R., Lambot, S., Vanclooster, M. 2003. Using inverse methods for estimating soil hydraulic properties from field data as an alternative to direct methods. *Agricultural Water Management* 59, 77-96.
- Rogers, J.S., Klute, A. 1971. The hydraulic conductivity water content relationship during nonsteady flow through a sand column. *Soil Science Society of American Proceeding* 35, 695-700.

Rose, C.W., Stern, W.R., Drummond, J.E. 1965. Determination of hydraulic conductivity as a function of depth and water content for soil in situ. *Australian Journal Soil Research* 3, 1-9.

Saxton, K.E., Rawls, W.J., Romberger, J.S., Papendick, R.I. 1986. Estimating generalized soil-water characteristics from texture. *Soil Science Society of American Journal* 50, 1031-1036.

Schaap, M.G., Leij, F.J. 2000. Improved predictions of unsaturated hydraulic conductivity with the Mualem-van Genuchten model. *Soil Science Society of American Journal* 64, 843-851.

Simunek, J., van Genuchten, M.Th. 1997. Estimating unsaturated soil hydraulic properties from multiple tension disc infiltrometer data. *Soil Science* 162, 383-398.

Simunek, J., Angulo J., R., Schaap, M.G., Vandervaere, J. P., van Genuchten, M.Th. 1998. Using an inverse method to estimate the hydraulic properties of crusted soils from tension disc infiltrometer data. *Geoderma* 86, 61-81.

Tamari, S., Bruckler, L., Halbertsma, J., Chadoeuf, J. 1993. A simple method for determining soil hydraulic properties in the laboratory. *Soil Science Society of American Journal* 57, 642-651.

Vachaud, G. 1967. Determination of the hydraulic conductivity of unsaturated soils from an analysis of transient flow data. *Water Resources Research* 3, 697-705.

van Genuchten, M.Th. 1980. A closed-form equation for predict in the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of American Journal* 44, 892-898.

van Genuchten, M.Th. 1982. A comparison of numerical solutions of one-dimensional unsaturated-saturated flow and mass transport equations. *Advances in Water Resources* 5, 47-55.

Ventrella, D., Losavioa, N., Vonella, A.N., Leij, L.F. 2005. Estimating hydraulic conductivity of a fine-textured soil using tension infiltrometry. *Geoderma* 124, 267-277.

Vereecken, H., Maes, J., Feyen, J., Darius, P., 1989. Estimating the soil moisture retention characteristic from texture, bulk density and carbon content. *Soil Sci.* 148, 389-403.

Vereecken, H., Maes, J., Feyen, J. 1990. Estimating unsaturated hydraulic conductivity from easily measured soil properties. *Soil Science* 149(1), 1-12.

Vogel, T., van Genuchten, M.Th., Cislérova, M. 2001. Effect of the shape of the soil hydraulic functions near saturation on variably saturated flow predictions. *Advances in Water Resources* 24, 133-144.

Wang, D., Yates, S.R., Ernst, F.F. 1998. Determining soil hydraulic properties using tension infiltrometers, time domain reflectometry and tensiometers. *Soil Science Society of American Journal* 62, 318-325.

Warrick, A.W. 2003. *Soil water dynamics*. Oxford University Press. Inc. 391 p.

Watson, K.K. 1966. An instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. *Water Resources Research* 2, 709-715.

Wendroth, O., Ehlers, W., Hopmans, J.W., Kage, H., Halbertsma, J., Wösten J., H.M. 1993. Reevaluation of the evaporation method for determining hydraulic functions in unsaturated soils. *Soil Science Society of American Journal* 57, 1436-1443.

Wösten J., H.M., van Genuchten, M.Th. 1988. Using texture and other soil properties to predict the unsaturated soil hydraulic functions. *Soil Science Society of American Journal* 52, 1762-1770.

Anexos

ANEXO A. Programa elaborado en MATLAB® para estimar los parámetros de las funciones hidráulicas del suelo, mediante la solución numérica de la ecuación de Richard's, adaptada a condiciones de suelos de ladera.

```
% Se importan los datos desde Excel
% Discretización del perfil del suelo en una malla de nodos
horizontales % x (uniformes) y verticales z (no uniformes) y
se construyen matrices
% para cada una de las variables
    [Numeric,txt]=xlsread('Nombre del archivo');
    x=[Numeric(1,3) Numeric(8,3) Numeric(15,3)]';
    z=[Numeric(1:7,4) Numeric(8:14,4) Numeric(15:21,4)];
% Variables tiempo de medición t de 1 a 1680 horas, potencial
mátrico h
% (mbares), humedad volumétrica del suelo teta (cm3.cm-3)
    i=1;
    cont=1;
    while 1
        t(i)=Numeric(cont,1);
        h{i}=-[Numeric(cont:cont+6,8) Numeric(cont+7:cont+13,8)
            Numeric(cont+14:cont+20,8)];
        teta{i}=[Numeric(cont:cont+6,5)
Numeric(cont+7:cont+13,5)
Numeric(cont+14:cont+20,5)];
        if t(i)==1680
            t=t';
            break
        end
        cont=cont+21;
        i=i+1;
    end
% Variable inclinación de la pendiente del terreno en
radianes
    fi=(pi/180)*Numeric(1,9);
```

```

% Matriz de diferenciación para calcular las primeras
derivadas con
% respecto a x, (uniforme)
[Dx]=three_point_upwind_uni_D1(x(1),x(end),3,-1);
% Matriz de diferenciación para calcular las primeras
derivadas con
respecto a z (no-uniforme)
[Dz]=three_point_upwind_D1(z(:,1),1);
% Parámetros para la función  $\theta(h)$ 
[par,Error,humedadS]=relacion teta(h);
% Se define el intervalo para los cálculos
n=3;
nf=18;
cont=1;
while n<=length(t)
    ho{cont}=h{n};
    tetao{cont}=teta{n};
    cont=cont+1;
    n=n+1;
end

% Se define el número de iteraciones
options=optimset('MaxFunEvals',60000,'MaxIter',60000);
% Se dan los valores supuestos para la función de
conductividad
% hidráulica no saturada
ao=1.5*ones(21,1); bo=1700.0*ones(21,1);
no=3.0*ones(21,1);
Xo=[Ao;go;co];
% Se ajustan los parámetros de la función de conductividad
hidráulica no
% saturada para calcular la humedad ajustada a las medidas
experimentales
% por el método de Nelder-Mead
[X,Fval]=fminsearch(@funmin,Xo,options,tspan,x,z,tetao,ho,Dx,
Dz,HumedadS,Ks,par,fi,nodo(end));
cont=1;
for i=1:length(x)
    for j=1:length(z(:,1))
        m(j,i)=X(cont);
        alfa(j,i)=X(cont+nodo(end));
        beta(j,i)=X(cont+2*nodo(end));
        cont=cont+1;
    end
end

```

```

end

% Subrutina para estimar la humedad volumétrica,
function
[tetat]=PDE2D(t,x,z,tetao,h,Dx,Dz,tetas,Ks,par,m,alfa,beta
,fi)
tetat{1}=tetao;
for i=1:length(t)-1
    dt=t(i+1)-t(i);
% Cálculo de las derivadas dH/dteta
dHdteta=derfuncionHteta(tetao,tetas,par);
% Cálculo de la conductividad hidráulica K
[D,dK]=paraHydrau(Ks,abs(h{i}),m,alfa,beta,dHdteta);
% Derivadas de K con respecto a x
for j=1:length(z)
    A(j,:)=(Dx*(D(j,:).*(Dx*tetao(j,:))'))';
    B(j,:)=dK(j,:).*(Dx*tetao(j,:))';
end
% Derivadas de K con respecto a z
for k=1:length(x)
    T(:,k)=Dz*(D(:,k).*(Dz*tetao(:,k)));
    E(:,k)=dK(:,k).*(Dz*tetao(:,k));
end
dtetadt=A-sin(fi)*B+T+cos(fi)*E;
tetat{i+1}=tetao+dt*dtetadt;
tetao=tetat{i+1};
end

% Cálculo de la humedad
[tetat]=PDE2D(tspan,x,z,tetao{1},ho,Dx,Dz,HumedadS,Ks,par,m,al
fa,beta,fi);

% Cálculo de la función de K
for i=1:length(ho)
    dHdteta=derfuncionHteta(tetao{i},HumedadS,par);
    [D,dK,Kcal{i}]=paraHydrau(Ks,h{i}),m,alfa,beta,dHdteta);
%#ok<AGROW>
end
datos;
datosK;
for j=1:length(tspan)
    datahumexp=tetao{j};
    datahumcal=tetat{j};

```

```

    HumedadCal(j,:)= [datahumcal(:,1)' datahumcal(:,2)'
datahumcal(:,3)'];
    HumedadExp(j,:)= [datahumexp(:,1)' datahumexp(:,2)'
datahumexp(:,3)'];
    end

% Rutina para la estimación y optimización de los parámetros
para la
% función hidráulica  $\theta(h)$ 
    function [par>Error,HumedadS]=relación teta(h)
% Se importan los datos desde Excel
    [Numeric,txt]=xlsread('Nombre del archivo');
% Las variables potencial mátrico (tensión), humedad
volumétrica
% (humedad) y humedad a saturación (HumedadS) en cada tiempo,
se
% organizan en notación matricial
    i=1;
    cont=1;
    while
    cont<567
        tension(:,i)=Numeric(cont:cont+26,8);
        humedad(:,i)=Numeric(cont:cont+26,5);
        humedadS(i)=Numeric(cont,6);cont=cont+27;
        i=i+1;
    end
% Se define el número de iteraciones
    options=optimset('MaxFunEvals',XXXX,'MaxIter',XXXXX);
% Valores iniciales de los parámetros de la función  $\theta(h)$ 
    ao=3.5; no=0.1; mo=0.3;
    Xo=[ao;no;mo];
    Sec=0:(1-0)/49:1;
    for
        i=1:length(humedadR)
            Se=humedad(:,i)/humedadS(i);
% Se optimizan los parámetros y se calcula la función
objetivo (Fval)
            [X,Fval]=fminsearch(@tetatension2,Xo,options,humedad(:,i),te
nsion(:,i),
            HumedadS(i));
            a=X(1); n=X(2); m=X(3);
            tensionc=a*(exp(1./Sec.^(1/m))-exp(1)).^(1/n);
            par(i,:)=X';

```

```
Error(i)=Fval;
Xo=X;

% Subrutina estimación de la derivada de la función  $\theta(h)$ 
function dHdteta=derfuncionHteta(teta,tetas,par)
cont=1;
for i=1:length(teta(1,:))
    for j=1:length(teta(:,1))
        Se=teta(j,i)./tetas(cont);
        a=par(cont,1); n=par(cont,2); m=par(cont,3);
        if Se >=1
            Se=0.9999;
        elseif Se <= 0
            Se=1e-3;
        end
    end
end
% Derivada de la función  $h(\theta)$ 
dHdteta(j,i)
=-
(a/(n*m))*((exp(1/S^(1/m)))/((tetas(cont)*Se^(1/m+1)))*(exp(1/
S^(1/m))-exp(1))^(1/n-1);
cont=cont+1;
end
```

ANEXO B. Parámetros de la ecuación de Fredlund y Xing, para la función de retención de humedad (CRH), estimados mediante la solución de la ecuación de Richards propuesta para suelos de ladera.

| Monolito No. | Nodo No | Parámetro | | | Humedad a saturación $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ | RCME |
|--------------|---------|-----------|----------|----------|---|----------|
| | | <i>a</i> | <i>n</i> | <i>m</i> | | |
| NM-I | 1 | 24,0990 | 1,2087 | 0,3990 | 0,619 | 1,29E-03 |
| | 2 | 40,0223 | 0,9060 | 0,7560 | 0,652 | 2,51E-03 |
| | 3 | 92,2771 | 1,9815 | 0,2910 | 0,624 | 7,40E-04 |
| | 4 | 25,1088 | 2,5015 | 0,1718 | 0,607 | 1,72E-03 |
| | 5 | 14,3790 | 2,5385 | 0,1674 | 0,620 | 2,10E-03 |
| | 6 | 30,4990 | 2,4653 | 0,1289 | 0,622 | 1,95E-03 |
| | 7 | 51,4641 | 1,3712 | 0,2490 | 0,624 | 2,52E-03 |
| | 8 | 38,1428 | 1,8745 | 0,2208 | 0,637 | 6,47E-04 |
| | 9 | 74,6856 | 2,1769 | 0,2459 | 0,642 | 9,32E-04 |
| | 10 | 60,8443 | 2,3973 | 0,2027 | 0,627 | 5,32E-04 |
| | 11 | 22,8736 | 1,8151 | 0,1693 | 0,579 | 4,61E-04 |
| | 12 | 38,6758 | 1,6225 | 0,2174 | 0,621 | 9,86E-04 |
| | 13 | 10,0862 | 2,2678 | 0,1655 | 0,623 | 3,25E-03 |
| | 14 | 31,1320 | 0,9891 | 0,2235 | 0,596 | 2,07E-03 |
| | 15 | 57,2454 | 0,8129 | 0,8286 | 0,634 | 1,83E-03 |
| | 16 | 65,2946 | 1,7866 | 0,3940 | 0,641 | 1,09E-03 |
| | 17 | 33,3725 | 1,6241 | 0,2541 | 0,627 | 7,86E-04 |
| | 18 | 17,7262 | 1,5896 | 0,2441 | 0,611 | 1,46E-03 |
| | 19 | 45,6262 | 1,3238 | 0,2666 | 0,638 | 1,46E-03 |
| | 20 | 25,8105 | 1,6816 | 0,1665 | 0,632 | 1,13E-03 |
| | 21 | 16,2225 | 1,2240 | 0,2052 | 0,602 | 1,44E-03 |
| NM-II | 1 | 61,2788 | 1,4086 | 0,4239 | 0,637 | 1,16E-03 |

| | | | | | |
|----|----------|--------|--------|-------|----------|
| 2 | 185,7289 | 1,4078 | 0,8228 | 0,645 | 5,59E-04 |
| 3 | 185,6108 | 0,8658 | 0,8617 | 0,570 | 8,96E-04 |
| 4 | 60,0147 | 1,8941 | 0,2028 | 0,609 | 5,35E-04 |
| 5 | 36,7256 | 1,6374 | 0,1844 | 0,615 | 6,23E-04 |
| 6 | 18,7050 | 3,0929 | 0,1578 | 0,619 | 4,31E-04 |
| 7 | 55,9410 | 4,0763 | 0,5368 | 0,621 | 1,53E-03 |
| 8 | 49,0257 | 1,2407 | 0,5045 | 0,661 | 3,77E-03 |
| 9 | 57,9458 | 1,9674 | 0,2337 | 0,626 | 4,58E-04 |
| 10 | 41,5057 | 1,0833 | 0,4873 | 0,606 | 1,99E-03 |
| 11 | 50,2086 | 1,4748 | 0,3055 | 0,642 | 6,27E-04 |
| 12 | 69,6255 | 1,5386 | 0,2363 | 0,656 | 3,07E-04 |
| 13 | 19,8653 | 5,7020 | 0,0515 | 0,647 | 8,49E-03 |
| 14 | 18,9182 | 3,1302 | 0,1185 | 0,594 | 1,76E-03 |
| 15 | 20,9486 | 1,0455 | 0,6222 | 0,659 | 1,26E-03 |
| 16 | 31,0665 | 0,9696 | 0,5987 | 0,655 | 2,12E-03 |
| 17 | 46,3303 | 1,9689 | 0,3583 | 0,650 | 3,79E-03 |
| 18 | 53,3730 | 1,6295 | 0,4357 | 0,622 | 3,94E-03 |
| 19 | 38,1637 | 1,9460 | 0,2333 | 0,646 | 6,38E-04 |
| 20 | 29,8299 | 2,1622 | 0,1937 | 0,635 | 7,51E-04 |
| 21 | 39,7097 | 2,6092 | 0,1835 | 0,634 | 1,31E-03 |

| | | | | | | |
|--------|----|---------|---------|--------|-------|----------|
| NM-III | 1 | 26,8749 | 1,1628 | 0,5544 | 0,634 | 3,39E-03 |
| | 2 | 33,6613 | 1,7139 | 0,3473 | 0,628 | 2,01E-03 |
| | 3 | 31,9057 | 1,7594 | 0,2803 | 0,604 | 1,56E-03 |
| | 4 | 39,8253 | 2,6303 | 0,2006 | 0,649 | 6,57E-04 |
| | 5 | 33,9804 | 3,8478 | 0,2631 | 0,649 | 5,18E-03 |
| | 6 | 20,0177 | 2,8875 | 0,2400 | 0,589 | 1,21E-02 |
| | 7 | 23,1448 | 11,0230 | 0,0577 | 0,619 | 2,43E-03 |
| | 8 | 42,0479 | 1,4120 | 0,4365 | 0,625 | 2,35E-03 |
| | 9 | 34,2847 | 2,6081 | 0,3113 | 0,611 | 3,68E-03 |
| | 10 | 25,3822 | 2,6555 | 0,2972 | 0,577 | 2,00E-03 |
| | 11 | 26,3525 | 3,8307 | 0,2473 | 0,581 | 2,63E-03 |

| | | | | | |
|----|---------|---------|--------|-------|----------|
| 12 | 30,3497 | 3,7067 | 0,2557 | 0,617 | 4,64E-03 |
| 13 | 33,3122 | 5,6750 | 0,1717 | 0,640 | 2,03E-03 |
| 14 | 33,0352 | 6,4578 | 0,1601 | 0,670 | 3,68E-03 |
| 15 | 35,4763 | 1,5273 | 0,4434 | 0,635 | 3,12E-03 |
| 16 | 38,8899 | 1,7328 | 0,3459 | 0,617 | 1,98E-03 |
| 17 | 28,9403 | 3,6103 | 0,1747 | 0,614 | 2,48E-03 |
| 18 | 24,0099 | 2,3167 | 0,2446 | 0,594 | 2,86E-03 |
| 19 | 18,3127 | 6,3616 | 0,2021 | 0,587 | 1,24E-02 |
| 20 | 25,5187 | 5,7331 | 0,2036 | 0,569 | 4,60E-03 |
| 21 | 33,1011 | 14,7336 | 0,1107 | 0,692 | 1,08E-02 |

| | | | | | | |
|------|----|---------|---------|--------|-------|----------|
| MM-I | 1 | 25,0882 | 2,1960 | 0,3024 | 0,579 | 1,69E-03 |
| | 2 | 36,2773 | 4,9154 | 0,0857 | 0,538 | 1,31E-04 |
| | 3 | 31,7752 | 3,8081 | 0,0732 | 0,505 | 1,98E-04 |
| | 4 | 24,5149 | 3,5964 | 0,0659 | 0,520 | 3,37E-04 |
| | 5 | 25,4644 | 10,5861 | 0,0911 | 0,480 | 6,04E-04 |
| | 6 | 15,1142 | 20,5135 | 0,0316 | 0,675 | 2,14E-03 |
| | 7 | 30,1446 | 1,5865 | 0,3797 | 0,606 | 5,97E-04 |
| | 8 | 52,2011 | 4,6176 | 0,0815 | 0,555 | 1,82E-04 |
| | 9 | 41,0043 | 6,0805 | 0,0495 | 0,527 | 3,48E-04 |
| | 10 | 33,0778 | 4,2031 | 0,0418 | 0,488 | 1,01E-04 |
| | 11 | 15,2540 | 4,2475 | 0,0399 | 0,504 | 3,11E-04 |
| | 12 | 23,9429 | 1,9980 | 0,1179 | 0,619 | 6,94E-04 |
| | 13 | 40,6885 | 0,9249 | 0,6087 | 0,559 | 1,33E-03 |
| | 14 | 29,1561 | 2,3083 | 0,2214 | 0,514 | 1,17E-03 |
| | 15 | 20,3221 | 4,0334 | 0,1465 | 0,460 | 2,27E-04 |
| | 16 | 25,0835 | 6,0853 | 0,1175 | 0,485 | 1,31E-03 |
| | 17 | 30,0065 | 4,1298 | 0,0897 | 0,475 | 1,86E-03 |
| | 18 | 29,4486 | 3,0250 | 0,0428 | 0,674 | 6,76E-05 |

| | | | | | | |
|-------|---|---------|--------|--------|-------|----------|
| MM-II | 1 | 18,6435 | 2,9985 | 0,2437 | 0,582 | 6,70E-04 |
| | 2 | 37,2576 | 2,7004 | 0,1783 | 0,612 | 1,79E-03 |
| | 3 | 96,9854 | 1,4151 | 0,5297 | 0,517 | 6,49E-04 |

| | | | | | | |
|--------|----|---------|---------|--------|-------|----------|
| | 4 | 43,7690 | 4,6200 | 0,1721 | 0,505 | 1,20E-03 |
| | 5 | 66,1670 | 1,9383 | 0,5300 | 0,521 | 5,66E-04 |
| | 6 | 35,4751 | 3,4486 | 0,1485 | 0,612 | 4,52E-04 |
| | 7 | 33,6788 | 1,6358 | 0,4346 | 0,602 | 1,40E-03 |
| | 8 | 12,9810 | 2,4729 | 0,1774 | 0,545 | 2,94E-04 |
| | 9 | 61,9798 | 1,1179 | 0,5324 | 0,562 | 4,98E-04 |
| | 10 | 29,3125 | 1,3293 | 0,4549 | 0,557 | 1,43E-03 |
| | 11 | 30,3678 | 2,1211 | 0,4211 | 0,532 | 1,67E-03 |
| | 12 | 46,8060 | 1,6984 | 0,3313 | 0,658 | 1,12E-03 |
| | 13 | 31,5981 | 1,4237 | 0,4670 | 0,600 | 9,51E-04 |
| | 14 | 40,5215 | 1,9756 | 0,4233 | 0,607 | 8,92E-04 |
| | 15 | 25,7977 | 3,3360 | 0,1361 | 0,581 | 9,89E-04 |
| | 16 | 83,8762 | 2,3779 | 0,6514 | 0,630 | 1,45E-03 |
| | 17 | 21,5736 | 2,0168 | 0,4040 | 0,635 | 1,39E-03 |
| | 18 | 28,3537 | 3,8574 | 0,0644 | 0,670 | 1,53E-04 |
| MM-III | 1 | 25,4694 | 2,6065 | 0,2558 | 0,536 | 8,26E-04 |
| | 2 | 33,2889 | 2,9276 | 0,2591 | 0,654 | 1,39E-03 |
| | 3 | 28,7649 | 2,7854 | 0,2242 | 0,505 | 1,91E-03 |
| | 4 | 22,7426 | 1,4684 | 0,4049 | 0,483 | 4,70E-03 |
| | 5 | 22,5717 | 2,5595 | 0,2661 | 0,553 | 1,43E-03 |
| | 6 | 29,4392 | 3,8025 | 0,1016 | 0,678 | 2,71E-03 |
| | 7 | 20,6092 | 2,9878 | 0,2772 | 0,489 | 6,57E-04 |
| | 8 | 25,6417 | 4,4821 | 0,1575 | 0,513 | 1,70E-03 |
| | 9 | 18,8826 | 3,8412 | 0,2189 | 0,537 | 4,25E-03 |
| | 10 | 20,8182 | 1,4211 | 0,4541 | 0,535 | 5,00E-03 |
| | 11 | 28,2979 | 2,8234 | 0,2596 | 0,681 | 2,82E-03 |
| | 12 | 41,7437 | 4,4433 | 0,0862 | 0,688 | 2,33E-04 |
| | 13 | 21,8672 | 1,4392 | 0,2098 | 0,434 | 3,49E-04 |
| | 14 | 36,8518 | 1,9780 | 0,3055 | 0,459 | 1,74E-03 |
| | 15 | 40,0378 | 6,5666 | 0,1067 | 0,399 | 2,15E-03 |
| | 16 | 54,9723 | 17,0334 | 0,0807 | 0,595 | 1,22E-03 |
| | 17 | 36,9091 | 6,4109 | 0,1202 | 0,580 | 7,46E-04 |
| | 18 | 39,9330 | 6,4065 | 0,1342 | 0,604 | 1,51E-03 |

ANEXO C. Parámetros de la ecuación de Gardner, para la función de conductividad hidráulica no saturada, estimados mediante la solución de la ecuación de Richards propuesta para suelos de ladera.

| Monolito No. | Nodo No. | Parámetro | | |
|--------------|----------|-----------|-----------|----------|
| | | α | β | ω |
| NM-I | 1 | 1,5862 | 1662,7915 | 2,7081 |
| | 2 | 1,4378 | 2201,5455 | 1,8818 |
| | 3 | 1,6897 | 1349,4281 | 3,0171 |
| | 4 | 1,1497 | 1708,8544 | 2,8553 |
| | 5 | 1,5980 | 1541,4643 | 2,0328 |
| | 6 | 1,2078 | 2096,0613 | 2,3671 |
| | 7 | 0,6869 | 1714,8380 | 2,8500 |
| | 8 | 1,6093 | 2062,0760 | 3,8616 |
| | 9 | 1,8686 | 354,4838 | 2,8974 |
| | 10 | 1,7971 | 1596,3124 | 2,2412 |
| | 11 | 1,5437 | 2171,6189 | 2,8780 |
| | 12 | 2,2003 | 2616,0120 | 3,8582 |
| | 13 | 1,0646 | 1568,3405 | 3,3511 |
| | 14 | 1,6603 | 489,5431 | 2,2483 |
| | 15 | 1,7577 | 1743,0250 | 3,6032 |
| | 16 | 1,5541 | 1521,1852 | 1,8653 |
| | 17 | 1,7140 | 1722,6511 | 2,3467 |
| | 18 | 1,4442 | 1548,0381 | 2,5707 |
| | 19 | 1,1995 | 1857,5456 | 3,6588 |
| | 20 | 2,4522 | 1519,9394 | 3,0241 |
| | 21 | 2,1436 | 1755,5857 | 2,4555 |
| NM-II | 1 | 1,4132 | 975,5198 | 3,6976 |
| | 2 | 1,5734 | 1322,2574 | 3,7843 |
| | 3 | 1,8914 | 3327,5097 | 2,5164 |

| | | | | |
|--|----|--------|-----------|--------|
| | 4 | 1,7478 | 1465,6548 | 2,4601 |
| | 5 | 1,3135 | 1295,6815 | 2,3678 |
| | 6 | 1,6181 | 1607,7748 | 2,3110 |
| | 7 | 1,8058 | 1405,6041 | 2,3358 |
| | 8 | 1,7529 | 1101,5799 | 3,9492 |
| | 9 | 1,6279 | 1920,8764 | 3,4126 |
| | 10 | 1,8021 | 1616,3088 | 3,0667 |
| | 11 | 1,2654 | 1161,9747 | 2,8780 |
| | 12 | 2,1833 | 1407,1651 | 2,4122 |
| | 13 | 0,9738 | 1229,9025 | 2,2110 |
| | 14 | 1,1502 | 1856,0568 | 3,7372 |
| | 15 | 1,4350 | 1972,3377 | 3,0060 |
| | 16 | 1,4249 | 767,1497 | 2,1151 |
| | 17 | 2,0783 | 1866,2285 | 2,3166 |
| | 18 | 1,7562 | 2293,5797 | 2,6550 |
| | 19 | 1,4309 | 1612,7928 | 3,5602 |
| | 20 | 1,5471 | 2019,4880 | 2,3640 |
| | 21 | 1,2893 | 1206,5944 | 1,8051 |

| | | | | |
|--------|----|--------|-----------|--------|
| NM-III | 1 | 1,3979 | 1511,2450 | 3,3446 |
| | 2 | 1,7094 | 1996,4242 | 2,8053 |
| | 3 | 1,3871 | 1300,7327 | 3,7145 |
| | 4 | 1,8436 | 2339,6408 | 2,7812 |
| | 5 | 1,6738 | 1550,4673 | 3,0384 |
| | 6 | 1,5026 | 1617,7808 | 2,9473 |
| | 7 | 1,5345 | 1659,6331 | 2,7637 |
| | 8 | 1,5453 | 1736,4180 | 3,1801 |
| | 9 | 1,4862 | 1549,4730 | 3,1324 |
| | 10 | 1,6491 | 1457,7544 | 3,1031 |
| | 11 | 1,6257 | 1899,6514 | 2,9065 |
| | 12 | 1,5133 | 1629,0222 | 2,9339 |
| | 13 | 1,5408 | 1797,3782 | 2,8246 |
| | 14 | 1,5048 | 1448,2796 | 2,9315 |

| | | | | |
|-------|----|--------|-----------|--------|
| | 15 | 1,5328 | 1775,3343 | 2,9247 |
| | 16 | 1,4972 | 1495,7820 | 3,1926 |
| | 17 | 1,5263 | 1724,6018 | 2,9804 |
| | 18 | 1,4885 | 1948,7833 | 2,0925 |
| | 19 | 1,4006 | 1750,5160 | 2,9978 |
| | 20 | 1,5603 | 1689,6226 | 3,1535 |
| | 21 | 1,5438 | 1490,9330 | 2,7517 |
| <hr/> | | | | |
| MM-I | 1 | 1,5844 | 1459,4143 | 3,7576 |
| | 2 | 2,3718 | 1461,7940 | 4,7148 |
| | 3 | 1,8169 | 2278,1468 | 3,3688 |
| | 4 | 2,4329 | 1378,2656 | 2,4814 |
| | 5 | 2,3647 | 441,3989 | 2,3793 |
| | 6 | 2,3854 | 1641,6134 | 5,2251 |
| | 7 | 2,3334 | 1003,7095 | 4,2090 |
| | 8 | 2,1860 | 1494,2489 | 3,7607 |
| | 9 | 5,1241 | 1774,3023 | 2,5523 |
| | 10 | 2,0483 | 1950,6329 | 2,7026 |
| | 11 | 1,1480 | 4902,2459 | 4,4241 |
| | 12 | 2,0921 | 1101,7478 | 2,9386 |
| | 13 | 2,4001 | 1542,8116 | 4,5938 |
| | 14 | 2,4283 | 1624,7903 | 4,0026 |
| | 15 | 0,1674 | 6758,4358 | 3,6136 |
| | 16 | 0,2056 | 1975,6871 | 4,2484 |
| | 17 | 1,9557 | 1100,3591 | 3,9666 |
| | 18 | 1,7870 | 1819,1762 | 3,8842 |
| <hr/> | | | | |
| MM-II | 1 | 2,0224 | 1867,2589 | 3,0072 |
| | 2 | 2,5403 | 3139,2707 | 2,8151 |
| | 3 | 2,3467 | 1809,5771 | 1,8515 |
| | 4 | 2,0402 | 2062,2910 | 3,0608 |
| | 5 | 2,9910 | 1677,2262 | 3,0221 |
| | 6 | 2,0706 | 1963,4995 | 3,4275 |

| | | | | |
|--|----|--------|-----------|--------|
| | 7 | 2,2405 | 1999,6454 | 2,0273 |
| | 8 | 2,1693 | 2035,1458 | 2,1323 |
| | 9 | 2,1504 | 2002,4918 | 3,7600 |
| | 10 | 2,4586 | 1599,1317 | 2,9874 |
| | 11 | 2,1361 | 1766,9164 | 3,1613 |
| | 12 | 2,1421 | 2013,2956 | 2,9439 |
| | 13 | 2,8433 | 1849,5265 | 4,3972 |
| | 14 | 2,0682 | 2061,0804 | 3,0755 |
| | 15 | 1,8555 | 1783,3772 | 3,3150 |
| | 16 | 2,2190 | 2096,0884 | 2,9873 |
| | 17 | 2,4161 | 2032,7776 | 3,4331 |
| | 18 | 2,4233 | 1895,7471 | 3,1595 |

| | | | | |
|--------|----|--------|-----------|--------|
| MM-III | 1 | 4,4995 | 1277,7170 | 3,5058 |
| | 2 | 1,7298 | 2299,2098 | 2,8233 |
| | 3 | 2,1269 | 648,4216 | 3,8908 |
| | 4 | 3,1217 | 1595,6341 | 2,2303 |
| | 5 | 3,0322 | 1728,7053 | 2,9660 |
| | 6 | 2,6569 | 1553,4463 | 4,8375 |
| | 7 | 1,9038 | 1875,0816 | 2,7406 |
| | 8 | 2,0140 | 1807,4039 | 3,9226 |
| | 9 | 2,8092 | 1359,0985 | 3,0366 |
| | 10 | 2,1565 | 873,9972 | 1,8205 |
| | 11 | 1,1067 | 1838,7054 | 0,3852 |
| | 12 | 1,7232 | 1714,0629 | 3,5544 |
| | 13 | 2,2200 | 1836,8774 | 5,7796 |
| | 14 | 2,4121 | 1873,9803 | 2,8654 |
| | 15 | 1,8422 | 2096,5039 | 3,7022 |
| | 16 | 2,2953 | 1351,7210 | 5,6287 |
| | 17 | 2,7780 | 1573,9739 | 3,6220 |
| | 18 | 2,2537 | 2070,1209 | 2,9396 |
